

УДК 551.435.2(470.40/.43)

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ПОВЕРХНОСТИ ВЕРХНЕГО ПЛАТО СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ[#]

© 2023 г. Е. В. Петрова^{1,*}, А. В. Гусаров¹

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

*E-mail: helengeo@mail.ru

Поступила в редакцию 03.08.2022 г.

После доработки 03.02.2023 г.

Принята к публикации 14.03.2023 г.

Среднее Поволжье – территория распространения пластово-ярусных и ступенчатых возвышенностей, в составе которых верхнее плато является наиболее древним из известных сохранившихся элементов рельефа этого региона Русской равнины. Плато распространено в пределах самых высоких водоразделов на преобладающих высотах 280–380 м, представляя собой верхний ярус рельефа. Большинство исследователей придерживаются мнения о денудационном (педипланационном) характере его происхождения. Возраст образования поверхности плато все еще служит предметом дискуссии. В работе, на основе литературных источников, авторских представлений о развитии неогеновой долины палео-Волги и ее притоков, представлен анализ изменения геоморфологических, палеоклиматических и палеоландшафтных условий Среднего Поволжья и соседних регионов. Сделан вывод, что наиболее оптимальным для педипланации региона и, следовательно, формирования поверхности верхнего плато временем являлся период с рубежа среднего и позднего миоцена (сармат?) до середины меотиса (поздний миоцен), который отличался относительной тектонической стабильностью на фоне общей аридизации климата.

Ключевые слова: поверхность выравнивания, денудация, педипланация, аридизация климата, миоцен, палеодолина, Волга, Русская равнина

DOI: 10.31857/S2949178923030076, EDN: WDNMVR

ВВЕДЕНИЕ

Рельеф Среднего Поволжья характеризуется выраженной ярусностью, связанной с распространением разновысотных и разновозрастных поверхностей выравнивания. Выделяются несколько высотных уровней, среди которых наибольшие абс. высоты (280–380 м) приурочены к поверхности так называемого верхнего плато. Термин “верхнее плато” для обозначения верхнего высотного уровня рельефа Поволжья и в зарубежной Европе прослеживается в литературе с 40–50-х гг. XX века (Пиотровский, 1945; Jahn, 1956; Дедков, 1970; 1993).

Генезис поверхности верхнего плато рассматривался одними исследователями как полигенетический (Мещеряков, 1960; Горелов, 1974), другими – как денудационный (Мазарович, 1927; Милановский, 1940; Пиотровский, 1945; Дедков, 1970; Рождественский, 1971; Дедков, 1993). Более

обоснованным нам видится последний, поскольку денудационный характер образования плато определяется тем, что его поверхность в пределах своего развития срезает разновозрастные отложения от пермской до палеогеновой (включительно) систем.

Полагается, что денудационная поверхность как основной элемент плато сформировалась при педипланации в условиях сезонно-влажного саванного климата, которой благоприятствовала также тектоническая стабильность (Дедков, 1993), тогда как второй элемент плато – его уступ – в процессе педиментации семигумидно-семиаридного типа в эполейстоцене. Согласно А. Яну (Jahn, 1956), самая высокая денудационная поверхность Люблинской возвышенности (Польша) представляет собой именно педиплен, сформировавшийся в условиях саванного климата позднего миоцена. Миоценовые педименты и педиплены с красноцветными карбонатными корами выветривания встречаются также на Урале, в Казахстане, Среднегорье Германии и т.д. (Дедков и др., 1977).

Вместе с этим возраст денудационной поверхности верхнего плато как наиболее древнего эле-

[#] Ссылка для цитирования: Петрова Е.В., Гусаров А.В. (2023). К вопросу о возрасте поверхности верхнего плато Среднего Поволжья // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 39–48. <https://doi.org/10.31857/S2949178923030076>; <https://elibrary.ru/WDNMVR>

мента рельефа Среднего Поволжья все еще остается дискуссионным. Большинство исследователей датировали его миоценом (Милановский, 1940; Пиотровский, 1945; Рождественский, 1971), тогда как другие авторы придерживались мнения о его палеогеновом возрасте (Мещеряков, 1965; Горелов и др., 1970). Высказывалась также точка зрения о миоцен-плиоценовом возрасте поверхности плато (Мазарович, 1927; Морфоструктура и морфоскульптура ..., 1986). Многолетние исследования рельефа Среднего Поволжья проводились А.П. Дедковым, которым возраст этой поверхности трактовался по-разному. В своих ранних работах (Дедков, 1972) он указывал на олигоцен-миоценовый (послеэоценовый) ее возраст. Позднее (Дедков и др., 1977; Дедков, 1993) он считал, что образование поверхности плато происходило в конце миоцена и начале плиоцена. В наиболее позднем своем исследовании А.П. Дедков (2003) относил образование верхнего плато лишь к миоцену, не уточнив, однако, конкретный временной отрезок этой весьма продолжительной (свыше 18 млн. лет) эпохи кайнозоя.

Изменения в стратиграфии палеогена и неогена, а также новые данные по неогеновым речным долинам Среднего Поволжья и последние опубликованные исследования в пределах соседних регионов Русской равнины позволяют внести уточнения по возрастным рубежам образования наиболее высокой (из известных сохранившихся) региональной поверхности выравнивания и особенностям ее развития.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕГО ПЛАТО

От верхнего плато сохранились фрагменты единой денудационной поверхности, которая в настоящее время находится в пределах основных водоразделов на преобладающих отметках от 280 до 380 м во внутренних областях Русской равнины, и до 450–600 м – в окраинных предгорных ее частях (Дедков, 1993). Важными особенностями плато являются четко выраженный эоплейстоценовый уступ, отделяющий его поверхность от более низкой поверхности выравнивания, а также серия останцов, сохранившихся на более низкой ступени рельефа. Юго-восток Русской равнины – это область развития структурно-денудационных пластово-ярусных равнин, верхнюю ступень которых и представляют остатки плато. Более детально эти и прочие особенности плато рассмотрены в работе А.П. Дедкова (1993). В Среднем Поволжье верхнее плато сохранилось, главным образом, в пределах Приволжской и Бугульминско-Белебеевской возвышенностей (рис. 1).

Приволжская возвышенность заходит на данную территорию своей северо-восточной частью; наибольшие высоты приурочены к востоку воз-

вышенности. Водораздельные пространства представляют собой плоско-выпуклые холмистые поверхности. Инверсионный характер образования Приволжской возвышенности четко прослеживается по особенностям залегания мезозойских и палеогеновых отложений: наиболее высокие отметки приурочены к области наибольшего опускания указанных отложений. Фрагменты плато встречаются также в южной части возвышенности, совпадая с областью распространения отложений палеогена.

Черты рельефа Бугульминско-Белебеевской возвышенности в целом сходны с Приволжской возвышенностью. Для этой возвышенности характерны более пологие приводораздельные поверхности и более высокие абс. отметки (до 380 м).

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ВЕРХНЕГО ПЛАТО

Как указывалось выше, верхнее плато в Среднем Поволжье фрагментарно сохранилось лишь в пределах Приволжской и Бугульминско-Белебеевской возвышенностей. Данные по тектонике региона свидетельствуют о том, что образование Приволжской возвышенности на месте Ульяновско-Саратовского тектонического прогиба происходило в конце палеогена и в самом начале неогена (Морфоструктура и морфоскульптура ..., 1986). Бугульминско-Белебеевская возвышенность сформировалась на месте унаследованных палеозойских и мезозойских структур, являясь прямым отражением купольной структуры Южно-Татарского свода – положительной тектонической структуры первого порядка Волго-Уральской антеклизы.

Денудационная поверхность плато срезает различные по возрасту отложения: в пределах северо-востока и востока Среднего Поволжья – верхнепермские (Бугульминско-Белебеевская возвышенность), на юге и юго-западе – палеогеновые (Приволжская возвышенность) (рис. 1). Самые молодые отложения, слагающие в настоящее время поверхность плато в юго-западной и южной частях исследуемой территории, – отложения сызранского и камышинского горизонтов верхнего палеоцена, а также нижней части эоцена (калининская свита (пролейский горизонт?)). Формирование этих отложений связано с трансгрессией окраинных морей, развитых в то время в пределах юго-востока Русской равнины. Значительная часть территории была занята тогда морскими акваториями, а на суше произрастала тропическая и субтропическая растительность из многолетнезеленых и жестколистных растений – папоротники, пальмы, лавровые и миртовые. Это свидетельствует о том, что в раннем палеогене в пределах исследуемой территории господствовал теплый и гумидный климат (Орешкина,

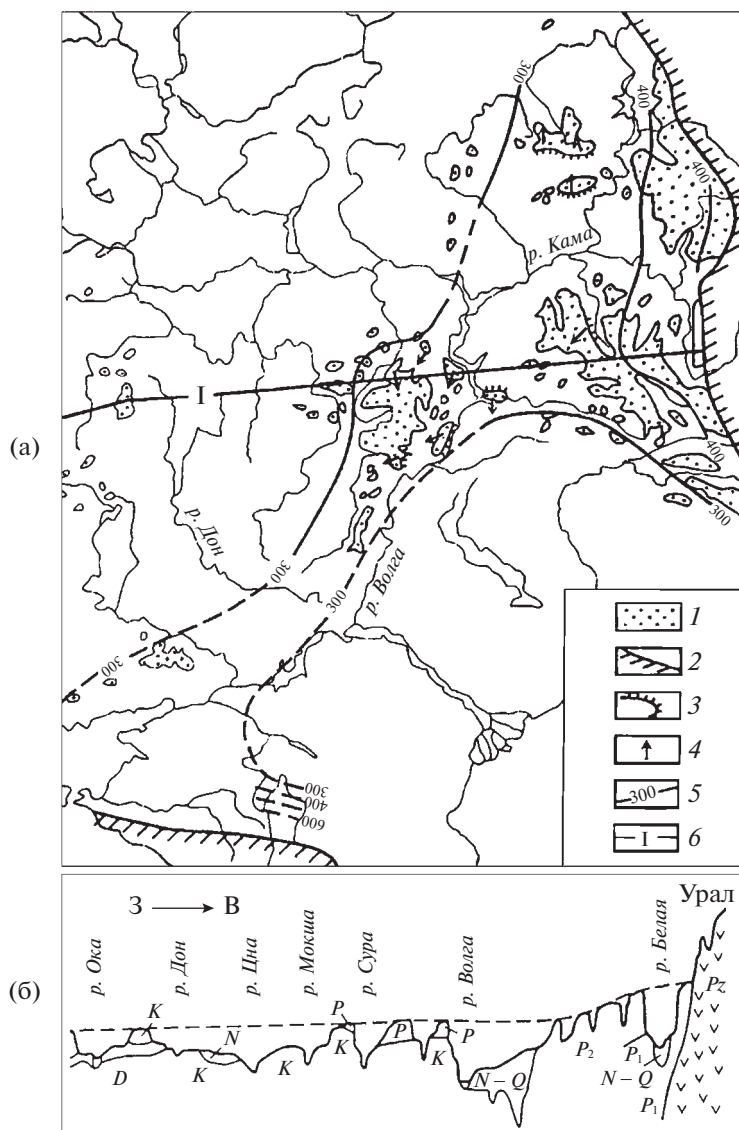


Рис. 1. Распространение верхнего плато на востоке Русской равнины (а), согласно А.П. Дедкову (1993) с изменениями. 1 – верхнее плато; 2 – горы; 3 – куэстовые уступы; 4 – направление падения пластов; 5 – линии наибольших высот поверхности верхнего плато (м); 6 – схематичный геолого-геоморфологический профиль (б) (индексы указывают геологический возраст пород; пунктирная линия – реконструированный уровень поверхности верхнего плато).

Fig. 1. The upper plateau in the east of the Russian Plain (a), according to A.P. Dedkov (1993) with changes. 1 – the upper plateau; 2 – mountains; 3 – cuesta escarpments; 4 – dip direction of geological layers; 5 – lines of the greatest elevations of the surface of the upper plateau (m); 6 – schematic geological-geomorphological profile (b) (indices indicate the geological age of rocks; dashed line is the reconstructed surface level of the upper plateau).

Александрова, 2017), не способствовавший педи-
планиции рельефа.

Позднее этого возрастного рубежа территория
нынешнего Среднего Поволжья была уже обла-
стью преобладания процессов денудации. Рекон-
струкция развития территории более позднего
периода ограничена перерывами в осадконакоп-
лении, а также отсутствием коррелятных отложе-
ний. Однако данные по прилегающим террито-
риям позволяют проследить тенденцию измене-
ния многих процессов в палеогене и неогене и,

как следствие, обозначить наиболее вероятные
временные рубежи формирования поверхности
верхнего плато в Среднем Поволжье.

Соседнее Нижнее Поволжье в палеогене – это
область развития морских акваторий. Средние
температуры вод раннеэоценовых морей, на основе
оценки температурного диапазона фаунистических
комплексов и изотопных методов, составляли око-
ло 30°C, среднеэоценовых – 26–28°C. На отдель-
ных участках суши тогда произрастала многолетне-
зеленая растительность. К концу эоцена отмеча-

ся явное похолодание, продолжившееся и в олигоцене, что фиксируется снижением средней температуры воды в акваториях и сменой флористического состава на мезофильные виды умеренно-теплого климата (Изменение климата ..., 1999).

Отложения миоцена широко представлены в пределах Волго-Донского и Волго-Хоперского междуречий. К раннему миоцену в пределах Нижнего Поволжья (Ергени) отнесена верхняя часть майкопской серии (табл. 1). Это комплекс морских отложений, сформировавшихся в период трансгрессии морей, начавшейся еще в олигоцене. Споро-пыльцевые комплексы раннего миоцена свидетельствуют о господстве на этой территории в это время мезофильной растительности с богатым видовым составом, характерной для теплого и достаточно влажного климата субтропиков. Из хвойных преобладали семейства *Taxodiaceae* и *Pinaceae*, из широколиственных — главным образом *Fagaceae*, *Juglandaceae*, *Mycaceae*; значительной была доля и многолетнезеленых представителей (Жидовинов, Застрожнов, 2017).

Реконструкции растительного покрова в пределах Волго-Хоперского междуречья указывают на то, что климат на рубеже раннего и среднего миоцена становится более прохладным. Сокращается видовое разнообразие многолетнезеленых субтропических видов. В среднем миоцене (яшкульская и ольховская серии) господствующей становится хвойно-широколиственная лесная растительность с преобладанием семейства *Pinus* (Застрожнов, 2009).

На протяжении среднего миоцена площадь морских акваторий в пределах юго-востока Русской равнины сокращалась. Территория современного Волго-Донского междуречья расчленялась врезавшимися речными долинами раннемиоценового (бачуровский горизонт, варажниковская свита) и среднемиоценового (яшкульская, ольховская серии) палео-Дона (Иосифова и др., 2004; Застрожнов, 2009). Чередование аллювиальных и аллювиально-морских отложений в разрезах миоценовой долины палео-Дона свидетельствует о неоднократных трансгрессиях Восточного Паратетиса. Реконструкция береговых линий Восточного Паратетиса в среднем миоцене в регионе хорошо прослеживается по отложениям региональных подразделений — чокры, карагана и конки (Попов и др., 2010).

Положение морских отложений в пределах Ергеней указывает на то, что с конца среднего миоцена территория Нижнего Поволжья развивается в континентальном режиме. При этом образовавшаяся в пределах Волго-Донского междуречья аккумулятивная равнина испытывала поднятие (Брылев, Дедова, 2015). Наиболее тек-

тонически стабильным в Нижнем Поволжье были конец среднего и начало позднего миоцена. В пределах Прикаспийской низменности в это время формировалась обширная морская равнина. С конца среднего миоцена Каспий становится внутренним водоемом (Попов и др., 2010) и, как следствие, территория современного Поволжья развивается как обособленный регион.

С конца среднего и начала позднего миоцена нарастает климатический оптимум. Новые данные по территории Окско-Донского междуречья свидетельствуют о деградации мезофильной субтропической широколиственной лесной флоры тургайского типа в конце среднего миоцена и развитии на данной территории травянистых сообществ (Шпуль, 2011). Реконструкция климатоландшафтных условий на юго-востоке Русской равнины, представленная Н.Я. Жидовиновым и Е.А. Ахлестиной (Изменение климата ..., 1999), позволяет проследить изменение этих условий от сармата к меотису. На рубеже среднего и позднего сармата происходит смена лесных ассоциаций на лесостепные. В меотисе господствующими становятся степные ландшафты. Точные датировки сармата сложны в связи с тем, что не до конца прояснен “объем” сармата в региональной шкале юга России. Усложняет проведение палеоклиматических и ландшафтных реконструкций также отсутствие точно датированных отложений рубежа среднего и позднего миоцена Поволжья и прилегающих территорий.

Установившиеся климатические условия благоприятствовали процессам денудации. Снос материала, вероятнее всего, осуществлялся в долину Дона и его притоков. На Нижнем Доне в этот период формируется аллювиальная яновская свита, в пределах Ергеней — континентальная бурукшунская толща (табл. 1) (Невесская и др., 2005).

На востоке Русской равнины (в Приуралье) и на Урале ранний и средний миоцен были тектонически стабильными. Кроме данных по тектонике региона, на это указывает, прежде всего, литологический спектр отложений (Пучков, 2010). В Южном Предуралье к нижнему миоцену относятся континентальные отложения — тюльганскую, куюргазинскую, ворошиловскую свиты. Споро-пыльцевые спектры тюльганской свиты свидетельствуют о развитии в этот период тургайской широколиственно-листопадной флоры с примесью многолетнезеленых растений (табл. 1). Растительность тургайского типа, произраставшая в пределах Южного Предуралья, вследствие похолодания постепенно трансформировалась; ее видовой состав сокращался. В конце среднего миоцена и начале позднего (ушкатлинская свита) преобладающими в видовом составе становятся хвойные (преимущественно *Pinus*) и листопадные (*Salix* sp., *Betula* sp.) с возрастанием доли тра-

Таблица 1. Сводная схема палеогеографической обстановки в миоцене на юго-востоке Русской равнины
Table 1. A summary scheme of the paleogeographic situation in the Miocene in the southeast of the Russian Plain

Общая стратиграфическая шкала России		Юг Европейской части России				Южное Предуралье Яхимович (1971), Невесская и др. (2005)						
		Региональные ярусы	Волго-Хоперское междуречье Застрожных (2009)	Ергети Невесская и др. (2005), Застрожных (2009)	Нижнее Поволжье и Северный Прикаспий Жидовинов, Курлаев (1971), Невесская и др. (2005)							
СИСТЕМА	ОТДЕЛ	Подотдел	Ярусы	Юг Европейской части России								
				Региональные ярусы	Волго-Хоперское междуречье Застрожных (2009)	Ергети Невесская и др. (2005), Застрожных (2009)	Нижнее Поволжье и Северный Прикаспий Жидовинов, Курлаев (1971), Невесская и др. (2005)					
НЕОГЕНОВАЯ	МИОЦЕН	Верхний	Актауанский	Полтавский	Ергенинская свита (континентальные, аллювиально-морские отложения)	Ергенинская свита (континентальные отложения) Растительные комплексы с доминированием правянистых растений	Кушумская свита (аллювиальные отложения) Растительные комплексы с доминированием правянистых растений	Ичебеньковский горизонт (свита) Лесостепная растительность				
				Меотический					?	Айгурская свита(?) Новороссийский подъярус Бурукшумская толща (свита) (континентальные отложения)	Цветиновская толща(?) Степная растительность	
				Сарматский	Ольховская серия (аллювиальные и аллювиально-морские отложения) Хвойно-широколиственная растительность с участием субтропических видов	Яшкульская серия (морские и континентальные отложения) Хвойно-широколиственная растительность с участием субтропических видов	Уникалтинская свита Смешанные леса с обедненным составом					
				Конкский								
				Караганский								
				Чокракский								
				Средний	Лантинский	Тарханский	Чокракский	Тарханский	Чокракский	Тарханский	Чокракский	Тарханский
				Нижний	Бурдугальский	Коцхурский	Коцхурский	Варежниковская свита (аллювиально-морские отложения(?))	Варежниковская свита (аллювиально-морские отложения(?))	Варежниковская свита (аллювиально-морские отложения(?))	Ворошиловская свита Хвойно-широколиственные леса с участием мелколиственных	Ворошиловская свита Хвойно-широколиственные леса с участием мелколиственных
Актауанский	Кавказский	Кавказский	Кавказский	Кавказский	Кавказский	Кавказский	Кавказский					
								Кавказский	Майкопская серия (шельфовые, морские, аллювиально-морские отложения)	Майкопская серия (?) (шельфовые, морские отложения)	Тольганская свита Тургайская широколиственно-хвойная флора со значительным участием субтропических видов	

вянистых видов. Особенностью верхнего миоцена является выделение в спектрах высокой доли травянистой растительности, что может быть связано не только с похолоданием, но и аридизацией климата в этот период.

Современная поверхность высокого плато в миоцене была господствующим элементом рельефа Среднего Поволжья. Приволжская и Бугульминско-Белебеевская возвышенности образовывали единый водораздел. На основе реконструкции оползневых тел в плиоценовых долинах, А.П. Дедковым (1970) установлено, что высота водоразделов в северной части Приволжской возвышенности в миоцене превышала современную не менее чем на 100 м. Г.П. Бутаковым и А.П. Дедковым (1971), на основе математического моделирования продольных профилей доапшеронских палеорек, по данным расчетов длин рек, а также по степени окатанности гравийно-галечных отложений, определена высота палеоводораздела в районе современного г. Тетюши (Республика Татарстан) на отметке около 370 м. Уровень этой поверхности не везде был одинаков, причем наибольшие высоты, как и в настоящее время, были приурочены к юго-востоку территории. Если на западе высоты поверхности составляли 300–350 м, то на востоке – 360–380 (?) м. При этом, скорее всего, пространства, приуроченные к прогибам осадочного чехла, имели более низкие высоты поверхности.

Новый этап альпийского орогенеза на Урале начался в позднем миоцене. Поднятие Уральского орогенного пояса и с ним востока Русской платформы привело к активизации различных тектонических структур также в пределах Среднего Поволжья. Восходящие движения испытывали Северный и Южный Татарские своды (Войтович, 2003). Происходила активизация древних тектонических разломов и прогибов, окончательно сформировались отрицательные структуры – Мелекесская впадина и Заволжский прогиб, что сыграет значительную роль в заложении будущей обширной гидросети региона. В то же время отрицательные движения испытали более южные территории – происходило погружение Каспийской синеклизы (Каспийское море ..., 1987).

Климатические изменения в позднем миоцене, связанные с резкой аридизацией климата, произошедшие в Средиземноморье (так называемый мессинский кризис, 6.0–5.3 млн. л. н.), имели свое отражение и в Черноморско-Каспийском регионе. Каспийское море существовало тогда в виде изолированных водоемов, и глубоководный режим сохранялся лишь в Южно-Каспийской впадине: уровень его опускался до отрицательных отметок –500–700 м (Жидовинов, Курлаев, 1971). Нахождение неогеновой палеодолины Волги на близких отметках свидетельствует о ее заложении

в период резкого падения уровня Каспия (Жидовинов, Курлаев, 1971).

В пределах Среднего Поволжья, напротив, похолодание и гумидизация климата способствовали установлению в позднем миоцене и раннем плиоцене умеренно теплых и влажных климатических условий (Горецкий, 1964; Ананова, 1971; Блудорова, Николаева, 1986; Линкина, Петрова, 2015). Возрастающие перепады высот и, как следствие, падение базиса эрозии (денудации), а также значительное увлажнение территории Среднего Поволжья способствовали интенсивной глубинной эрозии и развитию глубоковрезанных речных долин палео-Камы и палео-Волги и их притоков (Горецкий, 1964). Реконструкция речной сети палео-Камы и палео-Волги, анализ спорно-пыльцевых и палеомагнитных данных опорных скважин севера Среднего Поволжья позволяют говорить о том, что заложение долинной сети палео-Камы и палео-Волги произошло на рубеже меотиса-понта(?) или в начале понта (Линкина, Петрова, 2015). Этот вопрос требует уточнения. Нахождение шешминского аллювия в долинах рек Белой, Камы, Волги и их как крупных (Свяга, Шешма, Зай, Ик), так и менее крупных притоков свидетельствует о том, что основа рисунка гидросети Среднего Поволжья сформировалась в понтическое время. Возрастная датировка отложений долины палео-Волги и палео-Камы в пределах Среднего Поволжья была осуществлена на основе данных восьми опорных скважин Средне-Волжской серии листов (Линкина, Петрова, 2015).

Врезание рек, углубление и расширение долин палео-Волги и палео-Камы и их притоков сопровождалось фрагментированием ранее сформированной поверхности нынешнего верхнего плато (Дедков, 1993). Максимальная глубина врезания долины палео-Волги в Среднем Поволжье зафиксирована на отметке –201.4 м (у с. Чувашское Бурнаево, Республика Татарстан), в Нижнем Поволжье – на отметке –470 м (у с. Соленое Займище, Астраханская область). Таким образом, общие перепады высот в Поволжье могли достигать 500–800 м (Петрова, 2008).

На протяжении плиоцена происходило разрушение поверхности верхнего плато (его фрагментизация и сокращение площади), о чем свидетельствует нахождение в оползневых телах палеодолин рек, расчленяющих Приволжскую возвышенность, фрагментов пород палеогена. Мы не исключаем, что и слабо окатанные и неокатанные местные материалы, встречаемые на поверхности нижнего плато, – это спроецированные на его поверхность обломки пород, слагавших когда-то рельеф верхнего плато. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Образование поверхности нижнего плато в пределах исследуемой территории происходило в

условиях, близких к условиям развития верхнего плато. После окончания акчагыльской трансгрессии в пределах палеодолин и прилегающих к ним пространств формировались аккумулятивные равнины с высотами около 140–160 м. Таким образом, в раннем плейстоцене в рельефе Среднего Поволжья выделялись водораздельные пространства, приуроченные к верхнему плато, и аккумулятивные низменности. В эоплейстоцене, в связи с понижением уровня Каспийского бассейна, начался новый этап развития речной сети (лаишевская и азинская свиты). Климат становится еще более засушливым. Лесостепные ландшафты сменяются степными. В позднем эоплейстоцене в пределах Среднего Поволжья образуется новый уровень рельефа – нижнее плато, формирование которого происходило путем педиментации в засушливом климате того времени. Об этом свидетельствуют делювиально-пролювиальные отложения, сформированные перед уступом нижнего плато. Датировки шаймурзинской свиты на основе палеомагнитных данных указывают время окончания образования нижнего плато – рубеж позднего эоплейстоцена и неоплейстоцена (Дедков, Мозжерин, 2003). Одновременно с образованием нижней поверхности формировался и уступ к вышележащей и более древней денудационной поверхности выравнивания, приведя к обособлению в рельефе региона той его формы, что мы ныне называем “верхнее плато”. Условия образования поверхности нижнего плато имели некоторое сходство с теми условиями, которые были характерны для конца среднего и начала позднего миоцена: окончание морских трансгрессий, завершение аккумулятивного цикла в палеодолинах и последующий новый эрозионный цикл с развитием новой речной сети. При этом прослеживалась аридизация климата в эпохи формирования двух платообразных уровней рельефа региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все вышеизложенное позволяет предположить, что поверхность верхнего плато в Среднем Поволжье образовалась с рубежа среднего и позднего миоцена (сармат?) до середины меотиса (поздний миоцен). Это время сочетания наиболее благоприятных условий обширного денудационного выполаживания рельефа в регионе – относительная тектоническая стабильность и аридизация климата. В дальнейшем для уточнения времени и среды образования поверхности верхнего плато в Среднем Поволжье необходимы более детальные геологические исследования отложений среднего и позднего миоцена пограничных областей, что позволит провести более информативные реконструкции климатических и ландшафтных условий того времени.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананова Е.Н.* (1971). О возрасте кинельской свиты (по палинологическим данным) / Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М.: Недра. С. 86–97.
- Блудорова Е.А., Николаева К.В.* (1986). Геологическая и палинологическая характеристика плиоценовых отложений Казанского Поволжья и Прикамья. Казань: Изд-во Казанского ун-та. 136 с.
- Брылев В.А., Дедова И.С.* (2015). О развитии песчаных верхнемайкопских отложений в Волго-Донском междуречье и особенностях неотектонического этапа // Вестн. ВГУ. Сер. Геология. № 2. С. 19–25.
- Бутаков Г.П., Дедков А.П.* (1971). Аналитическое изучение крупнообломочного материала. Казань: Изд-во Казанского ун-та. 81 с.
- Войтович Е.Д.* (2003). Тектоника осадочного чехла // Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС. С. 313–336.
- Горелов С.К.* (1974). О проблеме комплексного анализа поверхностей выравнивания и кор выветривания // Геоморфология. № 1. С. 15–26.
- Горелов С.К., Дренов Н.В., Мещеряков Ю.А. и др.* (1970). Поверхности выравнивания СССР // Геоморфология. № 1. С. 28–41.
- Горецкий Г.И.* (1964). Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М.: Наука. 414 с.
- Дедков А.П.* (1970). Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. Казань: Изд-во Казанского ун-та. 255 с.
- Дедков А.П.* (1972). О денудационных срезках и древних поверхностях выравнивания в Среднем Поволжье // Экзогенные процессы в Среднем Поволжье. Казань: Изд-во Казанского ун-та. С. 3–20.
- Дедков А.П.* (1993). Верхнее плато Восточно-Европейской равнины // Геоморфология. № 4. С. 82–89.
- Дедков А.П.* (2003). Неотектоника и геоморфология // Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС. С. 337–364.
- Дедков А.П., Мозжерин В.В.* (2003). Эоплейстоцен // Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС. С. 242–248.
- Дедков А.П., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М.* (1977). Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казанского ун-та. 224 с.
- Жидовинов Н.Я., Застрожных С.И.* (2017). Неоген Волго-Хоперского междуречья // Недра Поволжья и Прикаспия. Геология. Вып. 91. С. 49–65.
- Жидовинов Н.Я., Курлаев В.И.* (1971). Плиоценовые отложения Северного Прикаспия // Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М.: Недра. С. 169–179.

- Застрожнов А.С.* (2009). Неоген палео-Дона: стратиграфия и история геологического развития. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб.: СПбГУ. 24 с.
- Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). (1999) / Под. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 260 с.
- Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Семенов В.В.* (2004). Региональная стратиграфическая схема неогеновых и эоценовых отложений бассейна палео-Дона // Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия по центру и югу Русской платформы. Москва.
- Каспийское море. Геология и нефтегазоносность. (1987) / Л.И. Лебедев, И.А. Алексина, Л.С. Кулакова и др. М.: Наука. 316 с.
- Линкина Л.И., Петрова Е.В.* (2015). Климатические и ландшафтные условия Среднего Поволжья на рубеже миоцена и плиоцена // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. Т. 157. Кн. 1. С. 34–48.
- Мазарович А.Н.* (1927). Из области геоморфологии и истории рельефа Нижнего Поволжья // Землеведение. Т. 29. Вып. 3–4. С. 21–42.
- Мещеряков Ю.А.* (1960). Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М.: Изд-во Акад. наук СССР. 112 с.
- Мещеряков Ю.А.* (1965). Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука. 390 с.
- Милановский Е.В.* (1940). Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.–Л.: Гостоптехиздат. С. 276.
- Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей. (1986) / Отв. ред. И.П. Герасимов, А.А. Асеев. М.: Наука. 190 с.
- Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др.* (2005). Региональная стратиграфическая схема неогена юга Европейской части России // Отечественная геология. № 4. С. 47–60.
- Орешкина Т.В., Александрова Г.Н.* (2017). Палеонтологическая характеристика палеоцена–нижнего эоцена Ульяновско-Сызранской структурно-фациальной зоны Поволжско-Прикаспийского субрегиона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 25. № 3. С. 73–98. <https://doi.org/10.7868/S0869592X17030061>
- Петрова Е.В.* (2008). Закономерности размещения неогеновых речных долин в пределах территории Республики Татарстан и их соотношение с современной речной сетью // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. Т. 150. Кн. 4. С. 43–50.
- Пиотровский М.В.* (1945). К изучению основных черт рельефа Нижнего Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. № 2. С. 311–314.
- Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С. и др.* (2010). Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 18. № 2. С. 99–124.
- Пучков В.Н.* (2010). Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайн Полиграф Сервис. 280 с.
- Рождественский А.П.* (1971). Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука. 303 с.
- Шнур В.Г.* (2011). Климатический оптимум среднего миоцена на территории Окско-Донской равнины (по данным палинологии) // Вестник ВГУ. Сер. Геология. № 2. С. 264–266.
- Яхимович В.Л.* (1971). Этапы развития Башкирского Предуралья в неогене / Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М.: Недра. С. 45–64.
- Jahn A.* (1956). Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Prace Geograficzne, IG PAN, Nr 7). Warszawa: Państwowe wydawnictwo naukowe. 460 s.

ON THE ISSUE OF THE AGE OF THE UPPER PLATEAU SURFACE OF THE MIDDLE VOLGA REGION (EUROPEAN RUSSIA)¹

E. V. Petrova^{a,#} and A. V. Gusarov^a

^aKazan Federal University, Kazan, Russia

[#]E-mail: helengeo@mail.ru

The Middle Volga region is an area of layer-tiered and stepped uplands, in which the upper plateau is the most ancient surviving (among the known) element of the relief of this region of the East European Plain. The plateau is located within the highest interfluves at the prevailing elevations of 280–380 m, representing the upper level of the relief. Most researchers support the denudation (pediplanation) nature of its origin. The age of formation of the plateau surface is still a matter of debate. In this paper, based on literature sources, the author's ideas about the development of the Neogene valleys of the paleo-Volga and its tributaries, an analysis of changes in the geomorphological, paleoclimatic and paleolandscapes conditions of the Middle Volga region and neighboring regions was presented. It is concluded that the most optimal time for the pediplanation of the region's relief and, consequently, the formation of the surface of the upper plateau was the time period between the time boundary of the Middle and Late Miocene (Sarmatian?) and the middle of the Maecotis

¹ For citation: Petrova E.V., Gusarov A.V. (2023). On the issue of the age of the upper plateau surface of the Middle Volga region (European Russia). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 3. P. 39–48 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S2949178923030076>; <https://elibrary.ru/WDHMVR>

(Late Miocene), which was distinguished by relative tectonic stability and general increase of climate aridization.

Keywords: planation surface, denudation, pediplanation, climate aridization, Miocene, paleovalley, Volga River, East European Plain

ACKNOWLEDGMENTS

The work is carried out in accordance with the Strategic Academic Leadership Program “Priority 2030” of the Kazan Federal University of the Government of the Russian Federation.

REFERENCES

- Ananova E.N. (1971). On the age of the Kinel Formation (according to palynological data). *Stratigrafiya neogena vostoka Evropeiskoi chasti SSSR* (Stratigraphy of the Neogene of the east of the European part of the USSR). Moscow: Nedra (Publ.). P. 86–97. (in Russ.)
- Bludorova E.A., Nikolaeva K.V. (1986). *Geologicheskaya i palinologicheskaya kharakteristika plitsenovykh otlozhenii Kazanskogo Povolzh'ya i Prikam'ya* (Geological and palynological characteristics of the Pliocene deposits of the Kazan Volga and Kama regions). Kazan: Kazan University (Publ.). 136 p. (in Russ.)
- Brylev V.A., Dedova I.S. (2015). On the development of sandy verhnemaykopskiy sediments in the Volga-Don interfluvial and characteristics of neotectonic stage. *Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*. No. 2. P. 19–25. (in Russ.)
- Butakov G.P., Dedkov A.P. (1971). *Analiticheskoe izuchenie krupnooblochnogo materiala* (Analytical study of coarse-grained material). Kazan: Kazan University (Publ.). 81 p. (in Russ.)
- Dedkov A.P. (1970). *Ekzogennoe rel'efoobrazovanie v Kazansko-Ulyanovskom Privolzh'e* (Exogenous relief formation in the Kazan-Ulyanovsk Cis-Volga region). Kazan: Kazan University (Publ.). 255 p. (in Russ.)
- Dedkov A.P. (1972). On denudation sections and ancient planation surfaces in the Middle Volga region. *Ekzogennyye protsessy v Srednem Povolzh'e* (Exogenous processes in the Middle Volga region). Kazan: Kazan University (Publ.). P. 3–20. (in Russ.)
- Dedkov A.P. (1993). The upper plateau of the East European Plain. *Geomorfologiya*. No. 4. P. 82–89. (in Russ.)
- Dedkov A.P. (2003). Neotectonics and geomorphology. *Geologiya Tatarstana. Stratigrafiya i tektonika* (Geology of Tatarstan. Stratigraphy and tectonics). Moscow: Geos (Publ.). P. 337–364. (in Russ.)
- Dedkov A.P., Mozzherin V.I., Stupishin A.V., Trofimov A.M. (1977). *Klimaticheskaya geomorfologiya denudatsionnykh ravnin* (Climatic geomorphology of denudation plains). Kazan: Kazan University (Publ.). 224 p. (in Russ.)
- Dedkov A.P., Mozzherin V.V. (2003). Eopleistocene. *Geologiya Tatarstana. Stratigrafiya i tektonika* (Geology of Tatarstan. Stratigraphy and tectonics). Moscow: GEOS (Publ.). P. 242–248. (in Russ.)
- Gerasimov I.P., Aseyev A.A. (Eds.). (1986). *Morfostruktura i morfokul'ptura platformennykh ravnin SSSR i dna omyvayushchikh ego morei* (Morphostructure and morphosculpture of the platform plains of the USSR and the bottom of the surrounding seas). Moscow: Nauka (Publ.). 190 p. (in Russ.)
- Gorelov S.K. (1974). On the problem of complex analysis of planation surfaces and weathering crusts. *Geomorfologiya*. No. 1. P. 15–26. (in Russ.)
<https://doi.org/10.15356/0435-1974-1-15-26>
- Gorelov S.K., Drenov N.V., Mescheriakov Yu.A. et al. (1970). Surfaces of planation of the USSR. *Geomorfologiya*. No. 1. P. 28–41. (in Russ.)
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-1970-1-28-41>
- Goretsky G.I. (1964). *Alluvii velikikh antropogennykh prerek Russkoi ravniny* (Alluvium of the Great Anthropogenic Pro-Rivers of the Russian Plain). Moscow: Nauka (Publ.). 414 p. (in Russ.)
- Iosifova Yu.I., Agadzhanyan A.K., Semenov V.V. (2004). Regional stratigraphic scheme of the Neogene and Eopleistocene deposits of the Paleo-Don. *Regional Interdepartmental Stratigraphic Commission for the Center and South of the Russian Platform*. Moscow. (in Russ.)
- Jahn A. (1956). *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd* (Lublin Upland. Sculpture and Quaternary) (Prace Geograficzne, IG PAN, Nr 7). Warszawa: Państwowe wydawnictwo o naukowe (Publ.). 460 p. (in Pol.)
- Lebedev L.I., Aleksina I.A., Kulakov L.S. et al. (Eds.). (1987). *Kaspijskoe more. Geologiya i neftegazonosnost'* (Caspian Sea. Geology and oil and gas potential). Moscow: Nauka (Publ.). 316 p. (in Russ.)
- Linkina L.I., Petrova E.V. (2015). Climatic and landscape conditions in the Middle Volga region at the turn of Miocene and Pliocene. *Uchenyye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennyye Nauki*. Vol. 157. Issue 1. P. 34–48. (in Russ.)
- Mazarovich A.N. (1927). From the field of geomorphology and history of the relief of the Lower Volga region. *Zemlevedeniye*. Vol. 29. Issue 3–4. P. 21–42. (in Russ.)
- Meshcheryakov Yu.A. (1960). *Morfostruktura ravninno-platformennykh oblastei* (Morphostructure of plain-platform areas). Moscow: USSR Academy of Sciences (Publ.). 112 p. (in Russ.)
- Meshcheryakov Yu.A. (1965). *Strukturnaya geomorfologiya ravninnykh stran* (Structural geomorphology of the plain areas). Moscow: Nauka (Publ.). 390 p. (in Russ.)
- Milanovsky E.V. (1940). *Ocherk geologii Srednego i Nizhnego Povolzh'ya* (Essay on the geology of the Middle and Lower Volga regions). Moscow–Leningrad: Gostoptekhizdat (Publ.). 276 p. (in Russ.)
- Nevevskaya L.A., Kovalenko E.I., Beluzhenko E.V. et al. (2005). Regional stratigraphic scheme of the Neogene, Southern European part of Russia. *Otechestvennaya Geologiya*. No. 4. P. 47–60. (in Russ.)
- Oreshkina T.V., Aleksandrova G.N. (2017). Paleocene–lower Eocene paleontological record of the Ulyanovsk-Syzran facial district, Volga-Peri-Caspian region. *Stratigrafiya i tektonika*. No. 1. P. 15–26. (in Russ.)

- tigraphy and Geological Correlation*. Vol. 25. Issue 3. P. 73–98. <https://doi.org/10.1134/S0869593817030066>
- Petrova E.V. (2008). The arrangement regularities of Neogenic river valleys on the Tatarstan Republic territory and their correlation with modern river network. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki*. Vol. 150. Issue 4. P. 43–50. (in Russ.)
- Piotrovsky M.V. (1945). To the study of the main features of the relief of the Lower Volga region. *Izvestiya Akad. Nauk SSSR. Seriya Geograficheskaya i Geofizicheskaya*. No. 2. P. 311–314. (in Russ.)
- Popov S.V., Antipov M.P., Kurina E.E. et al. (2010). Sea-level fluctuations on the northern shelf of the eastern Paratethys in the Oligocene-Neogene. *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 18. Issue 2. P. 99–124. <https://doi.org/10.1134/S0869593810020073>
- Puchkov V.N. (2010). *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* (The geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)). Ufa: DesignPoligraphService (Publ.). 280 p. (in Russ.)
- Rozhdestvensky A.P. (1971). *Noveishaya tektonika i razvitiye rel'efa Yuzhnogo Priural'ya* (Recent tectonics and development of the relief of the Southern Urals). Moscow: Nauka (Publ.). 303 p. (in Russ.)
- Shpul V.G. (2011). Climatic optimum on the territory of Oka-Don Plain in the Middle Miocene (according to palynological data). *Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*. No 2. P. 264–266. (in Russ.)
- Velichko A.A. (Ed.). (1999). *Izmenenie klimata i landshaftov za poslednie 65 millionov let: (Kainozoi: ot paleotsena do golotsena)* (Changes in climate and landscapes over the past 65 million years: (Cenozoic: Paleocene to Holocene)). Moscow: GEOS (Publ.). 260 p. (in Russ.)
- Voitovich E.D. (2003). Sedimentary cover tectonics. *Geologiya Tatarstana. Stratigrafiya i tektonika* (Geology of Tatarstan. Stratigraphy and tectonics). Moscow: GEOS (Publ.). P. 313–336. (in Russ.)
- Yakhimovich V.L. (1971). Stages of development of the Bashkir Cis-Urals in the Neogene. *Stratigrafiya neogena vostoka Evropeiskoi chasti SSSR* (Stratigraphy of the Neogene of the east of the European part of the USSR). Moscow: Nedra (Publ.). P. 45–64. (in Russ.)
- Zastrozhnov A.S. (2009). *Neogen paleo-Don: stratigrafiya i istoriya geologicheskogo razvitiya* (The Neogene of the paleo-Don: stratigraphy and history of geological development). PhD thesis. St. Petersburg. 24 p. (in Russ.)
- Zhidovinov N.Ya., Kurlaev V.I. (1971). *Pliocene deposits of the Northern Peri-Caspian region. Stratigrafiya neogena vostoka Evropeiskoi chasti SSSR* (Stratigraphy of the Neogene of the east of the European part of the USSR). Moscow: Nedra (Publ.). P. 169–179. (in Russ.)
- Zhidovinov N.Ya., Zastrozhnov S.I. (2017). Neogene of the Volga-Khoper interfluvium. *Volga and Pricaspian region resources. Geology*. No. 91. P. 49–65. (in Russ.)