

5. Geological Map of Jordan. Scale 1:250000 / F. Bender. Geological Survey of the Federation Republic of Germany. Hannover 1968. Sheets Amman, Aqaba Ma'an.
6. *Hirsch F.* Introduction to the Stratigraphy of Israel // Geological Framework of Levant. V. II: Levantine Basin and Israel. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 269–274.
7. *Зунан А.* Основы физической географии. Петроград: Типография А. Бенке, 1914. 1090 с.
8. *Котт М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж.* Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.
9. Очерки геологии Сирии / Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 2000. 204 с.
10. *Ponikarov V.P., Kazmin V.G., Mikhailov I.A. et al.* The Geology of Siria. Explanatory Notes on Geological map of Siria. Scale 1:500000. Part 1. Stratigraphy, igneous rocks and tectonics. M.: Technoexport USSR, 1967. 230 p.
11. *Hirsch F.* The Late Pliocene to Quaternary of Israel // Geological Framework of Levant. V. II: Levantine Basin and Israel. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 489–510.
12. *Razvaliyev A.V., Kazmin V.G., Galaktionov A.B.* Volcanism // Geological Framework of Levant. V. I: Cyprus and Syria. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 417–462.
13. *Fletscher L., Hirsch F., Hall J.K.* Tectonic Evolution of Israel Introduction // Geological Framework of Levant. V. II: Levantine Basin and Israel. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 523–537.

ИГиМ СО РАН, Новосибирск

Поступила в редакцию
09.10.2009

GEOMORPHOLOGY AND NEOTECTONICS OF THE SOUTHERN LEVANT

I.S. NOVIKOV

Summary

Relief of Israel and Jordan is very young one; it was formed in the Late Cenozoic in the result of folding and block movements on the Cr-Pg shelf plain and its erosion dissection. Neotectonic activation of the territory began in the second half of the Late Cretaceous (in the post-Turonian time). Folding preceded block movements. Neotectonic activation of the Levant is but weak reflection of the colossal collision events at the boundary of the Eurasian and African plates.

УДК 551.435.1(470.63)

© 2011 г. А.В. ПАНИН, Е.А. ЕРЕМЕНКО, И.В. КОВДА

ЦИКЛ ЭРОЗИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И ВЫПОЛНЕНИЯ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СТАВРОПОЛЬЯ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА (СТ. I. ЛОЖБИННАЯ СЕТЬ)¹

Отклик экзогенных процессов на изменения ландшафтно-климатических условий – традиционная проблема геоморфологии, которой посвящено огромное число работ. Наиболее изучены в этом отношении процессы, связанные с деятельностью текущей воды. Поверхностный сток немедленно реагирует на изменения климата и растительного покрова, вызывая трансформацию морфодинамического типа речных русел, врезание или направленную аккумуляцию в них, углубление или заполнение эрозионной сети. Сопоставление циклов врезания-аккумуляции с динамикой климата привело большинство исследователей к выводу о том, что в теплые эпохи (термохроны) закрепление склонов растительностью и рост водного стока приводят к активизации глубинной эрозии, а в холодные эпохи (криохроны) глубинная эрозия подавляется процессами

¹Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 09-05-00340 и № 10-05-00353).

склонового сноса, в речных долинах и малых эрозионных формах происходит аккумуляция [1–3]. Сглаженность или резкость очертаний служит критерием для определения относительного возраста малых эрозионных форм: как правило, формы со “свежим” морфологически обликом (овраги, промоины, рытвины) образовались позднее форм со сглаженными чертами (балки, ложбины) [4, 5]. Установлены случаи полного погребения эрозионных форм, пришедшегося на холодные эпохи позднего плейстоцена [6, 7].

Поводом для постановки исследований, которые легли в основу настоящей статьи, стало обнаружение авторами на космических снимках ряда районов Ставрополя ложбинных систем, густота которых заметно превышает густоту долинно-балочной сети. Возникло предположение, что в прошлом территория пережила этап эрозионного расчленения и последующего частичного выполнения эрозионной сети [8]. Для его проверки проведен систематический анализ космических снимков и организованы полевые работы с целью детального геолого-геоморфологического изучения как предполагаемых захороненных, так и действующих эрозионных форм. В первой части данной статьи излагаются результаты изучения погребенных верховий древних эрозионных систем, которые в настоящее время либо совсем не выражены в рельефе и читаются только по ландшафтным признакам, либо выражены в виде пологих ложбин, одиночных или образующих системы с различным плановым строением. Вторая часть посвящена строению малых долин (балок), для которых ложбинные системы выступают в качестве истоков или притоков. Основной вопрос здесь – выражены ли эрозионно-аккумулятивные циклы конца плейстоцена в строении действующих эрозионных форм.

Рельеф и геологическое строение территории

Исследуемая территория находится на северо-восточной периферии Ставропольской возвышенности. С севера она ограничена линией водораздела рек Калаус и Маныч, южная граница проходит по широте г. Светлограда. С запада на восток участок протягивается от долины р. Кугульты к низовьям р. Айгурки (рис. 1).

В геотектоническом отношении территория располагается в пределах эпигерцинской Скифской платформы, на северо-восточной периферии Ставропольского тектонического поднятия. Величина тектонического поднятия за четвертичное время оценивается в 0.0–0.5 км, убывая в пределах ключевого участка с юга на север [9].

Меловые и палеогеновые породы осадочного чехла платформы повсеместно перекрыты неогеновыми морскими (известняки, песчаники, мергели и глины среднего и верхнего миоцена, плиоцена) и четвертичными отложениями. На междуречье р. Калаус и р. Айгурка выходят на поверхность раннечетвертичные (эоплейстоценовые) отложения проблематичного генезиса – красно-бурые и красные глины с известковыми стяжениями [10]. Согласно одной из гипотез [11], эти глины (скифские) возникли при выветривании подстилающих неогеновых отложений в теплом и гумидном климате.

Плейстоценовые отложения представлены аллювиальными суглинками, супесями и песками в долинах рек, делювиальными и эолово-делювиальными суглинками склонов, а также эоловыми суглинками выровненных междуречных пространств. За исключением аллювиальных и делювиально-аллювиальных, четвертичные отложения района по составу относятся к лёссам и лёссовидным породам [12]. Наиболее вероятным механизмом формирования лёссовой толщи региона считается эоловая аккумуляция с последующим частичным переотложением на склонах под действием делювиальных процессов [12, 13]. Мощность лёссовой толщи в пределах ключевого участка составляет от 3–5 м (на юго-западе) до 30–50 м (на северо-востоке) [14]. В пределах вершинных поверхностей толща лёссов достаточно однородна по литологическому составу, а на склонах междуречий нередко содержит прослой и линзы песка, окатыши глины, линзы гравия и щебня. Лёссовая толща расчленяется на несколько лёссово-почвенных серий. Наличие в ней следов криогенных деформаций позволило считать лёссовые горизонты Ставрополя индикаторами перигляциальной обстановки плейстоцена [13, 15].

В геоморфологическом отношении территория представляет собой эрозионно-денудационную пластово-моноклиналную возвышенность с абс. высотами до 250–300 м. Амплитуда высот достигает 150–200 м. Для увалов, разделяющих долины рек и балки, характерны пологие (2–2.5°, в придолинных частях – до 5°) длинные (от 4–5 км до 10–13 км) склоны, уклоны вершинных поверхностей – до 0.2°. Крайне низкие уклоны определяют слабую степень овражного расчленения территории (менее 0.01 км/км², [16]), несмотря на низкую противозрозионную устойчивость слагающих склоны лёссов и повсеместную распашку. Широкое распространение лёссовых пород в сочетании с малыми уклонами земной поверхности создает благоприятные условия для развития здесь просадочно-суффозионных форм рельефа – степных блюдец.

Современные процессы рельефообразования протекают в условиях засушливого климата (среднегодовое количество атмосферных осадков составляет 300–350 мм) с высокой амплитудой суточных и годовых температур, летними ливнями высокой интенсивности (до 2–4 мм/мин). Для водотоков характерно весеннее половодье и крайнее маловодье летом.

Густота долинно-балочного расчленения территории составляет от 0.7–1.0 км/км² (на юго-западе) до 0.1–0.3 км/км² (на северо-востоке) [17]. Для балок и малых долин характерны широкие асимметричные долины, как правило, следующие параллельно “кавказскому” простиранию (с СЗ на ЮВ). Происхождение несоразмерно широких долин временных водотоков связывается с процессами внутривалового педиментообразования [18] в конце плиоцена–начале эоплейстоцена.

Строение ложбинных систем

При изучении космических снимков с разрешением 3 м (архив *Corona* Геологической службы США) и полевом обследовании территории выявлено, что склоны балок, долин и междуречий повсеместно (кроме склонов крутизной более 8–10°) осложнены системами пологих ложбин (рис. 1). Ложбины следуют вниз по склонам и либо переходят в верховья балок, либо заканчиваются при вогнутом перегибе склона (например, в тыловых частях речных террас). Густота ложбинного расчленения территории существенно превышает густоту долинно-балочного и овражного расчленения (в северо-восточной части участка – в 10 раз) (рис. 2). На большей части территории ложбины являются ведущим морфоскульптурным элементом междуречий, пологих склонов балок и долин. По морфометрическим параметрам ложбины относятся к мезоформам рельефа: их длина изменяется от первых сотен метров до первых десятков километров, а глубина составляет не более первых метров. На космических снимках ложбинная сеть отчетливо выражена на пахотных и пастбищных угодьях за

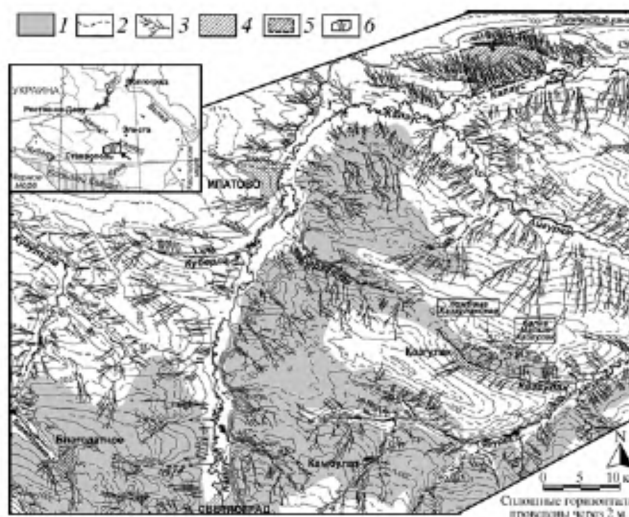


Рис. 1. Ложбинная сеть северо-восточной части Ставропольской возвышенности

1 – ареал распространения неогеновых пород (выходят на поверхность песчаники, известняки, мергели и пр.); тальвеги: 2 – балок, 3 – ложбин; 4 – населенные пункты; 5 – фрагмент космоснимка *Corona* (рис. 2); 6 – местоположение ключевого участка и ключевого объекта (на врезке)

счет более темного фототона вследствие концентрации в тальвегах ложбин влаги и гумусированного материала, смытого с прилегающих пологих склонов.

Анализ снимков показал, что в пределах территории распространены две морфологические разновидности ложбинного мезорельефа – *древовидные ложбинные системы* и *сети субпараллельных ложбин*. Древовидные ложбинные системы представляют собой миниатюрный аналог древовидного типа речной сети (выделяется центральная стволочная ложбина и ее притоки) и приурочены к балочным верховьям и склонам. Субпараллельные ложбины следуют вниз по пологим склонам на расстоянии в первые десятки метров друг от друга и нередко разбиваются на рукава.

Выявлено постепенное изменение морфологии ложбинной сети с ЮЗ на СВ. В юго-западной части ключевого участка преобладают древовидные ложбинные системы, приуроченные к верховьям балок и их отвершков (рис. 1). Длина извилистых стволочных ложбин древовидных систем достигает 5–7 км. Порядок стволочных ложбин в нижнем течении – 3–4, ширина днищ редко превышает 10–15 м, глубина – 1–1.5 м. На картах м-ба 1:25000 эти системы прослеживаются в виде массовых затяжек горизонталей вверх по склонам (“гофрированные” склоны) практически до линий водораздела. Как правило, в рельефе отчетливо выражены лишь стволочные ложбины древовидных систем и их крупные ложбины-притоки. Мелкие ложбины-притоки обычно прослеживаются только по космическим снимкам.

По густоте ложбинного расчленения северо-восточная часть участка существенно отличается от юго-западной и может быть названа “ложбинным бедлендом” (рис. 1, 2). Здесь, наряду с древовидными системами, широко распространены сети субпараллельных ложбин. При этом ложбинный мезорельеф проявляется на космоснимках повсеместно, за исключением субгоризонтальных поверхностей днищ речных долин и балок, а также привершинных уплощенных участков междуречий. Несмотря на то, что большая часть ложбинных систем выражена в виде затяжек горизонталей на топографических картах м-ба 1:25000, при натурных наблюдениях различить эти формы трудно. При средней глубине около 1 м и ширине днищ до 10 м ложбины древовидных систем меандрируют, имеют крайне нечеткие бровки, на отдельных участках разбиваются на рукава. Уклон их тальвега составляет 1.5–3°. Протяженность стволочных ложбин отдельных древовидных систем достигает 12–13 км. Субпараллельные ложбинные сети при длине отдельных ложбин до 6–8 км выражены в рельефе слабее по сравнению с древовидными системами.

Рост густоты субпараллельной ложбинной сети в СВ направлении можно объяснить особенностями геологического строения территории. На ЮЗ чехол лёссовых пород характеризуется малой мощностью и прерывистостью, а к СВ мощность лёссовой толщи увеличивается до первых десятков метров. Геологическое строение отражается также в структуре древовидных ложбинных систем: на склонах, сложенных неогеновыми породами, стволочные ложбины отличаются более высокими порядками. Такие системы характеризуются расширенным “древом”, в сравнении с древовидными системами, распространенными на лёссовых склонах, преобладающих в северо-восточной части территории. Причина этих различий в плановой структуре древовидных систем заключается в разной противэрозионной устойчивости пород, ими прорезаемых. На участках выхода на поверхность плотных пород неогена образование линейных эрозионных форм требует большей величины площади водосбора в сравнении с территориями, где с поверхности залегают лёссы.

При изучении снимков выявлено отсутствие связи между положением антропогенных рубежей (дорог, лесополос, каналов и пр.) и простираем ложбин. Древовидные ложбинные системы нередко занимают огромные площади, разбитые лесополосами на отдельные обрабатываемые поля. Очевидно, формирование ложбин и ложбинных систем произошло в доагрогенное время. Поскольку ложбины привязаны к верховьям и склонам балочной сети, можно предположить, что их образование было связано с деятельностью флювиальных процессов. Для определения генезиса ложбин и их связей с

долинно-балочной сетью было проведено полевое изучение типичных для территории форм – балки Малый Казгулак и ложбины – притока этой балки (ложбина Казгулакская).

Методы исследования

На полевом этапе исследования произведена высокоточная GPS-съемка балки Малый Казгулак и поверхности ее водосбора, для отдельных участков водосбора выполнена тахеометрическая съемка. Для изучения геологического строения днища балки и ложбины производилось ручное бурение на глубину до 14–15 м, а также закладка шурфов и траншейных разрезов длиной до 20 м.

На аналитическом этапе для выявления источников поступления материала в балку и ложбину, реконструкции условий его накопления и преобразования *in situ*, а также с целью стратиграфической корреляции и расчленения гомогенных толщ использован комплекс аналитических методов: гранулометрический анализ, валовый химический анализ, рентген-дифрактометрический анализ глинистых минералов, микроморфологический анализ и пр. Гранулометрический анализ выполнен на лазерном дифракционном гранулометре (*Analysette 22 Comfort, Fritsch*), для представления результатов использована гамма-шкала В.П. Батурина [19]. Валовой анализ минеральной части почв выполнен рентгенфлюоресцентным методом по предварительно прокаленному при 950° грунту на спектрометре последовательного действия PW 2400 в ИГЕМ РАН. Для ряда образцов дополнительно проведены микроморфологические исследования в шлифах ненарушенного сложения и рентген-дифрактометрический анализ глинистых минералов (выполнен Т.А. Соколовой). Дополнительно определение содержания органического вещества производилось посредством обработки образцов 15% раствором перекиси водорода, а для выявления степени карбонатности материала использована стандартная ацидометрическая методика [20].

Строение Казгулакской ложбины

Казгулакская ложбина представляет собой типичную для ключевого участка стволую ложбину древовидной системы (рис. 3). Длина ее на космическом снимке составляет около 400 м, при этом в современном рельефе выражена лишь нижняя часть формы длиной около 250 м. Ширина ложбины по нечетким бровкам составляет около 250 м. Крутизна слабовыпуклых склонов – от 2 до 4°. В нижнем течении можно выделить неясно выраженные тыловые швы днища, ширина которого составляет около 10–15 м. В низовьях ложбины наблюдается выпуклый перегиб продольного профиля: уклон тальвега изменяется от 2–2.5° в верховьях и средней части до 3–4° в приустьевой части. Склоны и днище ложбины, как и прилегающая поверхность водосбора, распахиваются.

В траншейном разрезе КЛ-1 поперек днища ложбины вскрыта литологически неоднородная толща отложений (рис. 4А). Два верхних слоя заполнения ложбины (1 и 2) залегают в виде линз, а подошва нижнего слоя (3) в разрезе не вскрыта. По образцам из колонок № 5 и № 16 был произведен дробный гранулометрический и валовый химический анализ (рис. 5).

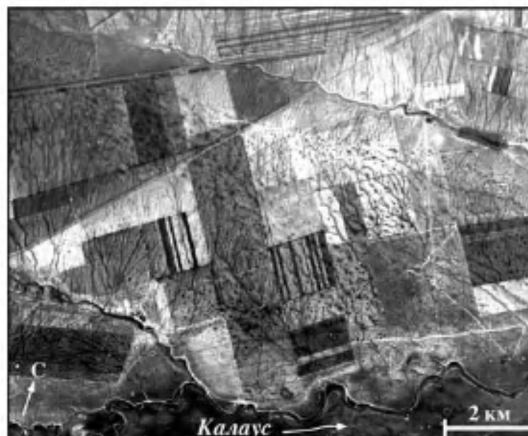


Рис. 2. Ложбинный бедленд в северо-восточной части Ставрополя (фрагмент космического снимка Согопа (1970 г.), разрешение 3 м)

Верхний слой (*слой 1*) заполнения днища ложбины имеет мощность от 0.4 м до 0.90–0.95 м. Он сложен тяжелыми и средними темно-серыми пылеватыми суглинками с многочисленными глинистыми окатышами и корнями травянистой растительности. Карбонатность материала изменяется от 0.1–0.3% до 6–6.5%. Встречаются редкие тонкие сквозные поры. Верхние 0.28–0.30 м *слоя 1* представляют собой пахотный горизонт, где в большом количестве присутствуют хорошо сохранившиеся глинистые окатыши до 1.0–1.5 мм в поперечнике.

По данным гранулометрического анализа, в материале *слоя 1* преобладает алеврит (0.05–0.005 мм) – до 74–76%, в том числе до 60–62% – крупный алеврит (рис. 5). В краевой части разреза содержание песка – до 18–19%, в том числе до 16% приходится на долю тонкозернистого песка (0.1–0.05 мм). В створе тальвега ложбины содержание песка снижается до 5–6% (тонкозернистый песок – до 4.5%). В составе глины в образцах *слоя 1* преобладает крупная глина (0.005–0.001 мм) – от 13–14% в краевой части разреза до 24.5% в тальвеге ложбины. Мелкая глина (<0.001 мм) содержится в существенно меньшем количестве – от 2.0–2.5% в колонке № 16 до 4.1% вблизи тальвега ложбины. По данным валового химического анализа, для *слоя 1* характерно повышенное содержание оксидов серы (SO₃), кальция (CaO) и фосфора (P₂O₅) вследствие высокого содержания органического вещества (рис. 5). По характеру залегания и литологии *слоя 1* можно полагать, что это делювий, накопившийся в днище ложбины за период распашки водосбора, – агроделювий.

Слой 2 ложбинного заполнения залегает в виде линзы максимальной мощностью 1.0 м. Он сложен средними и тяжелыми алевритистыми светло-серыми с коричневым оттенком суглинками, с редкими мелкими пятнами буро-оранжевого цвета. Верхняя часть характеризуется более темной окраской (серая и темно-серая). В нижней части *слоя* хорошо выражена столбчато-призматическая почвенная структура, встречаются редкие карбонатные выцветы по граням структурных отдельностей и крайне редкие глинистые окатыши очень плохой сохранности. Карбонатность материала достигает 8%. В составе отложений преобладают частицы алевритовой размерности (69–75%), на долю крупного алеврита приходится 57–59%. Содержание песка увеличивается с глубиной от 5–6% до 13% (преобладает тонкозернистый песок) (рис. 5Б). Оглиненность материала слабо снижается сверху вниз по разрезу (от 23 до 19%), преобладают частицы крупной глины.

Таким образом, по данным гранулометрического анализа и полевых наблюдений *слой 2* разделяется на две части, слабо различающиеся между собой по гранулометрическому составу и существенно различающиеся по цвету и структуре. Более темная окраска за счет повышенного содержания органического вещества в верхней части *слоя 2* (устанавливается по относительно более высоким значениям ППП и косвенно – по увеличению содержания такого биофильного элемента как сера) в совокупности с наличием столбчато-призматической отдельности и повышенной карбонатностью в нижней части *слоя* позволяют выделить в *слое* погребенную почву, состоящую из двух горизонтов: гумусового и аккумулятивно-карбонатного. Повышенная глинистость верхней части *слоя 2* является, по-видимому, литогенно обусловленной.

По гумусу из отложений *слоя 2* получены две радиоуглеродные датировки: 4980±40 л.н. (ИГАН-2693) – в кровле и 7110±80 л.н. (ИГАН-2692) – в подошве (рис. 4А). По характеру залегания и литологическому составу *слоя 2* можно полагать, что этот материал накопился в днище ложбины в результате делювиальной аккумуляции. Источником его являлись, скорее всего, прилегающие склоны водосбора ложбины, сложенные лёссовыми породами. Линзовидная (вложенная) форма *слоя 2*, неровный и достаточно резкий характер его нижней границы позволяют говорить о небольшом (первые дециметры) врезании, предшествовавшем накоплению данного *слоя*.

Слой 3 представлен легкими желто-коричневыми и светло-коричневыми алевритистыми суглинками, местами переходящими в супесь. Карбонатность материала изменяется от 5 до 11.5%. Отмечается карбонатная пропитка, карбонатные и железисто-

карбонатные кутаны в порах (рис. 4Б, шлифы а3 и а4). Встречаются обильные включения дресвы и щебня карбонатных пород (до 15 мм в поперечнике). В боковых частях ложбины, где слой 3 перекрыт тонким слоем агроделювия (слой 1), он служит материнской породой для современной почвы.

В тальвеге ложбины верхняя часть слоя 3 мощностью 1.2–1.4 м имеет темно-коричневую окраску. Материал заметно более плотный, менее пористый, слитой, по сравнению с другими частями ложбины. Встречаются редкие зерна крупно- и грубозернистого песка, мелкие железо-марганцевые конкреции (диаметром до 1 мм). В верхних 0.5–0.7 м окраска материала становится темно-серой, появляется ореховато-призматическая, местами столбчато-призматическая почвенная структура, глинистые кутаны по границам структурных отдельностей и карбонатный псевдомицелий. В шлифе на фоне свет-

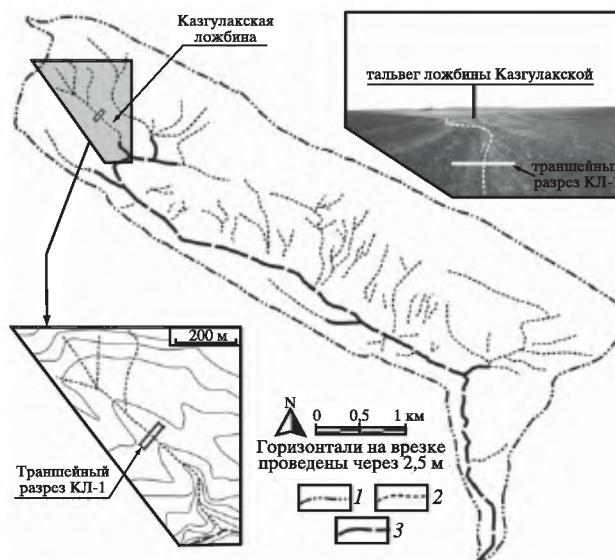


Рис. 3. Ложбинный мезорельеф в бассейне балки Малый Казгулак 1 – граница водосбора балки; тальвеги: 2 – балки и ее притоков, 3 – ложбин

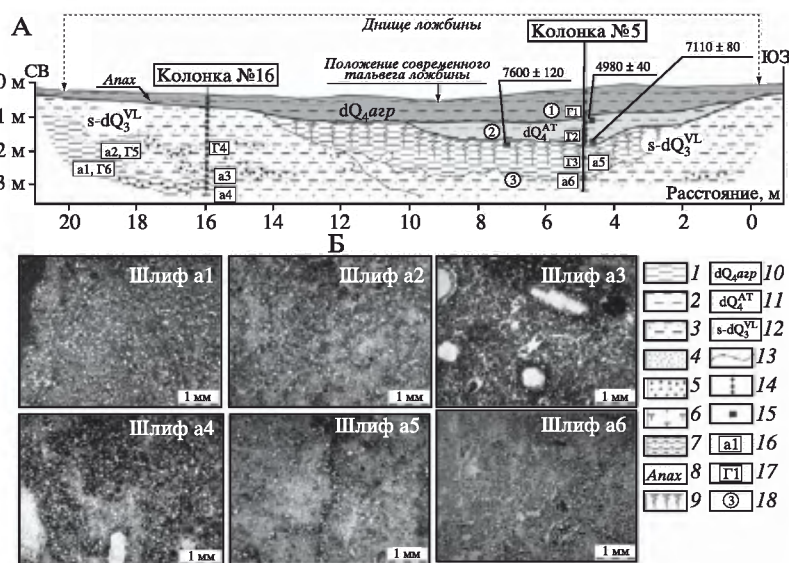


Рис. 4. Геологическое строение дна Казгулакской ложбины (А – траншейный разрез КЛ-1, Б – микро-строение отложений, слагающих дно ложбины, в шлифах)

Суглинок: 1 –тяжелый, 2 – средний, 3 – легкий; 4 – песок; 5 – дресва и щебень; 6 – торф; 7 – смесь торфа и суглинка; 8 – пахотный горизонт; 9 – погребенная почва; 10 – агроделювий; отложения: 11 – делювиальные голоцена, 12 – солифлюкционно-делювиальные позднего неоплейстоцена; 13 – нижняя граница отмытого от карбонатов грунта; образцы, отобранные на анализ: 14 – гранулометрический и химический, 15 – радиоуглеродный; образцы: 16 – изученные под биноклем (шлифы), 17 – для которых проведен анализ минералогии глинистой фракции; 18 – порядковые номера слоев заполнения

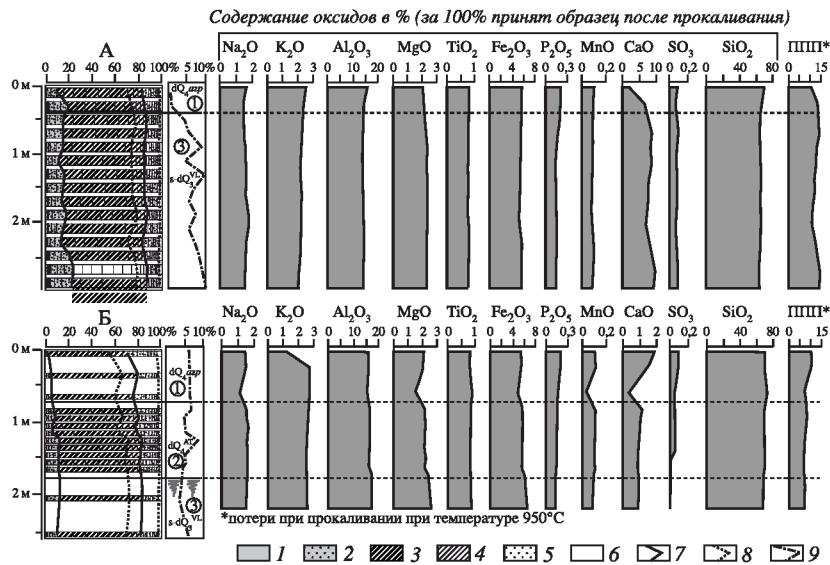


Рис. 5. Гранулометрический и валовый химический составы отложений ложбинного заполнения, вскрытых траншейным разрезом КЛ-1 (А – в колонке № 16, Б – в колонке № 5)

Гранулометрические фракции. Песок, разделенный на фракции: 1 – мелкозернистый (250–100 мкм) 250–160, 160–125 и 125–100 мкм, 2 – тонкозернистый (100–50 мкм) 100–80, 80–63 и 63–50 мкм; алеврит, разделенный на фракции: 3 – крупный (50–10 мкм) 50–40, 40–32, 32–25, 25–20, 20–16, 16–12.5 и 12.5–10 мкм, 4 – мелкий (10–5 мкм) 10–8, 8–6.3 и 6.3–5 мкм; глина, разделенная на фракции: 5 – крупная (5–1 мкм) 5–4, 4–3.2, 3.2–2.5, 2.5–2, 2–1.6, 1.6–1.3 и 1.3–1 мкм, 6 – мелкая (<1 мкм); границы: 7 – основных фракций, 8 – внутрифракционные; 9 – карбонатность отложений

лых микрзон отмечаются вертикальные трещины с признаками пропитки органическим веществом, что характерно для переувлажненного глеевого горизонта (рис. 4Б, *шлифы а5 и аб*). Это погребенная почва, сформированная на отложениях *слоя 3*, в которой можно выделить гумусовый горизонт (А1, мощность до 0.7 м) и иллювиальный горизонт (В), с признаками оструктуренности (рис. 4Б, *шлиф а5*). Наибольшую мощность (до 1–4 м) погребенная почва имеет в створе современного тальвега ложбины, постепенно выклиниваясь в сторону ее бортов. По гумусу из кровли погребенной почвы получена радиоуглеродная дата – 7600± 120 л. н. (ИГАН-2697). Значительная часть кавернозных и сквозных пор в нижней части *слоя 3* (под погребенной почвой) лишена карбонатных кутан (промыта), причем граница выщелачивания повторяет контур погребенной почвы (рис. 4А).

Для материала *слоя 3* характерно преобладание алеврита (от 63 до 74%), причем от 59 до 62% приходится на долю крупного алеврита (рис. 5). Отложения *слоя 3*, измененные почвообразованием (колонка № 5, рис. 5Б), отличаются несколько большей оглиненностью. Так, содержание песчаных частиц (мелко- и тонкозернистого песка) составляет до 12.5% (в погребенной почве) и около 16.5% в почвообразующей породе (колонка № 16). Преобладают частицы тонкозернистого песка – 8–10% и 12–14%, соответственно. В составе глинистых частиц, на долю которых приходится около 17.5% в погребенной почве и до 14.5% в неизменной материнской породе, преобладает крупная глина – 14–15% и около 12%, соответственно.

По результатам рентген-дифрактометрического анализа илистой фракции *слоев 1, 2 и 3*, все изученные образцы имеют сходный состав глинистых минералов с преобладанием гидрослюд и незначительными вариациями в процентном отношении основных групп минералов (таблица). В совокупности с результатами гранулометрического анализа эти данные позволяют полагать, что поступление материала в ложбину на

Минеральный состав глинистой фракции отложений в разрезе КЛ-1

№ образца	Горизонт (№ колонки)	Глубина, м	Каолинит+хлорит	Гидрослюды	Лабильные силикаты
Г1	dQ _{4sa} (№ 5)	0.65–0.70	6	52	42
Г2	dQ _{4at} (№ 5)	1.27–1.30	9	67	24
Г3	s-dQ ₃ (№ 5)	2.10–2.20	8	61	31
Г4	s-dQ ₃ (№ 16)	1.70–1.75	11	55	34
Г5	s-dQ ₃	1.75–2.30	7	46	47
Г6	s-dQ ₃	2.40–2.80	7	53	40

всех этапах происходило из одного источника. В *слое 2* и измененной почвообразованием верхней части *слоя 3* увеличиваются доли гидрослюд. Это может косвенно свидетельствовать о том, что данный материал представляет собой верхние (намытые или инситные) почвенные горизонты. Образцы из неизмененной почвообразованием части *слоя 3* достаточно сходны между собой по геометрии и интенсивности рефлексов (более симметричные, островершинные, большей интенсивности в сравнении с верхней частью *слоя 3*), что указывает на меньшую трансформированность почвообразованием, по сравнению с образцами из *слоев 1, 2* и верхней части *слоя 3*, материал которых более выветрелый и дисперсный.

Обломочный материал в *слое 3* встречается преимущественно в виде линз мощностью 10–20 см с неясными очертаниями и языковатыми границами (рис. 4А). В боковых частях разреза линзы наклонены в сторону тальвега ложбины с углами до 15°, в центральной части разреза залегают субгоризонтально. В левой части траншеи вскрыт причудливо изогнутый язык слабо карбонатного, пластичного, местами оглеенного, низкопористого (рис. 4Б, *шлифы a1 и a2*) тяжелого суглинка с редкими включениями дресвы и щебня. Эти текстурные особенности свидетельствуют об участии в осадко-накоплении, наряду с делювиальными процессами, процессов вязко-текучего и вязко-пластичного движения грунта (солифлюкции). Наклонный характер солифлюкционных языков указывает, что делювиально-солифлюкционные отложения заполняли более глубокую форму, предположительно – отвершек основной балки. В днище ложбины подошва нижнего слоя заполнения (*слоя 3*) не вскрыта. Вероятно, общая мощность *слоя 3* составляет несколько метров.

Преобладание в составе отложений *слоя 3* пылеватых фракций (алевролита) и обилие неокатанных частиц, в том числе игольчатых, позволяет предположить, что основным источником материала являлись лёссы эолового происхождения. Эоловые и эолово-делювиальные суглинки разных отделов неоплейстоцена широко распространены в приводораздельной части водосбора балки Малый Казгулак (рис. 3). Поскольку они не содержат крупнообломочного материала, его вероятным источником в *слое 3* могут быть перекрытые лёссами породы неогена, встречающиеся в верховьях балки (известняки и доломитизированные известняки понтического яруса плиоцена или скифские глины с плотными карбонатными стяжениями).

Таким образом, согласно полученным фактическим данным, ложбина Казгулакская представляет собой результат заполнения более глубокого, очевидно, эрозионного образования (лога, небольшой балки). Ведущую роль в заполнении первично-эрозионного вреза склоновыми отложениями играли солифлюкция (в доголоценовое время) и делювиальные процессы (в голоцене).

Основываясь на материалах анализа космоснимков и полевого обследования ложбинной сети, можно полагать, что значительная часть описанных выше ложбинных систем представляет собой древние верховья и притоки современной долинно-балочной сети, частично заполненные склоновыми отложениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дедков А.П. К вопросу о склоновой аккумуляции в перигляциальных условиях плейстоцена // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М.: Наука, 1975. С. 57.
2. Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во КазГУ, 1986. 143 с.
3. Антонов С.И. Изменение морфологии мезорельефа междуречий центральных районов Русской равнины в плейстоцене // Морфология рельефа. М.: Науч. мир, 2004. С. 123–134.
4. Бутаков Г.П., Дедков А.П., Зорина Е.Ф. и др. Эрозионный рельеф временных водотоков Восточно-Европейской равнины // Эрозион. и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1996. Вып. 2. С. 24–39.
5. Сергеев А.В. Роль древней и современной эрозии в формировании разных типов балочных форм Вятско-Камского междуречья // Совр. и древние эрозион. процессы. Казань: Изд-во КазГУ, 2001. С. 93–97.
6. Сычева С.А. Эволюция московско-валдайских палеоврезов междуречий Среднерусской возвышенности // Геоморфология. 2003. № 3. С. 76–91.
7. Беляев Ю.Р., Григорьева Т.М., Сычева С.А., Шеремецкая Е.Д. Развитие балочных верховий центра Среднерусской возвышенности в конце среднего-позднем плейстоцене // Геоморфология. 2008. № 1. С. 43–55.
8. Панин А.В., Еременко Е.А., Беляев Ю.Р., Ковда И.В. Позднеплейстоценовая эрозионная сеть на северо-востоке Ставрополя // Позднекайнозойская геол. история севера аридной зоны. Р-н/Д: Изд-во РГУ, 2006. С. 126–130.
9. Сафронов И.Н. Геоморфология Северного Кавказа и Нижнего Дона. Р-н/Д: Изд-во РГУ, 1987. 388 с.
10. Геология СССР. М.: Недра, 1968. Т. 9. Ч. 1. 759 с.
11. Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1965. Т. 2. 436 с.
12. Лёссовые породы СССР / Е.М. Сергеев. М.: Недра, 1986. Т. 1. 232 с.; Т. 2. 276 с.
13. Галай Б.Ф., Жуков Ю.П. Криогенные формы в лёссах Ставрополя // Инж.-геол. процессы, явления и охрана среды лёссовых территорий. Ташкент: ФАН, 1985. С. 156–159.
14. Лысенко М.П. Лёссовые породы. Л.: Недра, 1978. 208 с.
15. Файнер Ю.Б., Лизогубова Р.Н. Расчленение отложений лёссовой формации степного Ставрополя и ее корреляция с образованиями перигляциальной зоны Евразии // Инж.-геол. особенности цикличности лёссов. М.: Наука, 1987. С. 103–109.
16. Черновалов М.Д. Овражная сеть Ставропольской возвышенности // Тр. СГПИ. 1960. Вып. 18. С. 57–68.
17. Черновалов М.Д. Глубина вертикального расчленения рельефа Ставропольского края // Сев. Кавказ. 1974. Вып. 3. С. 13–19.
18. Сафронов И.Н. О педиментах Центрального Кавказа и Предкавказья // Изв. ВГО. 1977. № 3. С. 255–259.
19. Батулин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.
20. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.

Московский государственный университет
Географический факультет,
Ин-т географии РАН

Поступила в редакцию
15.12.2009

**LATE PLEISTOCENE CYCLE OF EROSION DISSECTION AND INFILLING
OF THE DRAINAGE NETWORK ON THE NORTH-EASTERN STAVROPOL' E
(PAPER I. THE NETWORK OF HOLLOW)**

A.V. PANIN, E.A. YEREMENKO, I.V. KOVDA

Summary

Systems of hollows were detected on satellite images in the north-eastern Stavropol Upland. Their density is several times greater than that of the recent erosion network. Spatial pattern of the systems evidence their fluvial origin. A case study of one of the hollows in the Aigurka River catchment included field investigation of its morphology and geological composition and laboratory study of the hollow sedimentary infill. We have concluded that the hollow systems represent upper reaches of an ancient erosion network, which were filled with deluvial and solifluction deposits during the Valdai (Vistulian) cold epoch in the Late Pleistocene.

УДК 551.435.6(470.1/.25)

© 2011 г. Ф.А. РОМАНЕНКО, А.А. ЛУКАШОВ, О.С. ШИЛОВА

**КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА СЕВЕРЕ
ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ И ОПЫТ ИХ АБСОЛЮТНОГО ДАТИРОВАНИЯ¹**

Катастрофические природные процессы привлекают особое внимание исследователей просто в силу своего существования. Они имеют значительный рельефообразующий эффект и часто опасны для людей и антропогенных объектов. Поэтому необходимость составления подробной летописи таких событий, т.е. эндогенных и экзогенных процессов значительной интенсивности, быстро изменяющих природную систему, весьма очевидна.

При разработке подобной летописи едва ли не важнейшую роль играет абсолютное датирование, которое в последние годы испытывает существенный подъем. Уже введены в методический арсенал несколько десятков изотопных методов, временной охват которых – от сотен миллионов лет до десятилетий. Многие из этих методов дают пока не всегда воспроизводимые результаты. Однако, для позднего плейстоцена и голоцена имеется хорошо разработанный и надежный метод радиоуглеродного датирования, значение которого для подобных исследований трудно переоценить. Например, он давно и очень успешно применяется в вулканических районах, где с помощью датирования прослоев тефры составлены подробные летописи извержений вулканов в позднем плейстоцене и голоцене практически на весь период работы данного изотопного хронометра. Также приближается к совершенству метод составления летописи цунами.

Датирование гравитационных процессов проводится существенно реже, т.к. здесь сложнее обнаруживать пригодный для определения радиоуглеродного возраста материал. Нами предприняты такие работы в двух северных районах Европейской России – в Хибинском массиве (макс. выс. 1200 м, г. Юдычвумчорр) на Кольском полуострове и в южной части Тиманского кряжа в районе г. Ухты.

**Катастрофические процессы в пределах и по периферии Хибинского
горного массива**

Хибинский горный массив – один из самых известных очагов катастрофических природных процессов в Субарктике. Его лавинам, водо-снежным потокам, сейсмодислокациям посвящена обширная литература [1–7, и др.]. Многократно наблюдались в природе лавинные и селевые процессы, хронология и цикличность которых изучались с различных точек зрения [8–10].

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00932).