

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Самарская Лука. 2007 – Т. 16, № 4(22) – С. 689-707.

© 2007 А.А. Головлёв*

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ ГОРНОЙ ЧЕЧНИ

Приведена краткая геолого-геоморфологическая характеристика Горной Чечни

Ключевые слова: Горная Чечня, геология, рельеф

Golovlyov A.A. GEOLOGIC-GEOMORPHOLOGIC FEATURES OF THE MOUNTAIN CHECHNYA TERRITORY.

Is given brief geologic-morphological of mountain Chechnya

Key words: mountain Chechnya, geology, relief.

Чрезвычайно разнообразная геологическая история и сложный характер тектонических структур Горной Чечни обусловили формирование основных макроформ современного рельефа и их морфологический облик.

Главная роль в формировании морфоструктур (хребтов и депрессий) Горной Чечни принадлежит унаследованным тектоническим (позднегерцинским и раннеальпийским) и неотектоническим (позднеальпийским) движениям, существенно преобразовавшим первичную литолого-структурную основу территории. В образовании морфоскульптур (склонов речных долин и ущелий, террас, балок, оврагов, промоин, карста) важную роль сыграли эрозионная и коррозионная деятельность текущих вод и атмосферные осадки. Процессы склоновой денудации (гравитационные, оползневые, делювиальные и др.) на общем эрозионном фоне заняли подчиненное положение.

Основные черты современного рельефа Большого Кавказа (в том числе Горной Чечни) были заложены в конце миоцена (в плейстоцене). Мощные горообразовательные процессы, происшедшие в верхнем плиоцене (в конце апшерона), завершили формирование современного рельефа Кавказского перешейка (Гвоздецкий, 1963; Природные..., 1966).

Горная Чечня относится к орографическому комплексу Большого Кавказа, который является частью Крымско-Кавказской складчатой страны. В тектоническом отношении Горная Чечня расположена в пределах северного крыла мегаантиклинория Большого Кавказа, а с севера к ней примыкает южный борт эпигерцинской Скифской платформы.

Характерной оро-тектонической особенностью Горной Чечни является зональное (высотно-ступенчатое) размещение основных морфоструктур

и их преобладающее юго-восточное простирание. При этом горные хребты, как правило, отвечают антиклинальным структурам, а внутригорные депрессии – синклиналим.

При движении с севера на юг Горной Чечни последовательно сменяются следующие крупные орографические системы Большого Кавказа: Передовые хребты (Терско-Сунженская возвышенность), Чеченская равнина¹, Черные (Лесистые) горы, Пастбищный (Меловой) хребет, Скалистый хребет, Северо-Юрская депрессия, Боковой хребет. Каждая из указанных выше систем составляется из мелких орографических элементов.

Крайнее северное звено орографического комплекса Большого Кавказа представлено Передовыми хребтами с близким к широтному простиранием. Система Передовых хребтов хорошо выражена в рельефе Надтеречной равниной, Терским хребтом, Алханчуртской долиной и Сунженским хребтом.

Надтеречная наклонная равнина расположена южнее р. Терек и образована низкой поймой и четырьмя высокими правобережными надпойменными террасами. По данным Л.А. Нагумановой и С.А. Резеповой (1989), в формировании рельефа Надтеречной равнины активную роль сыграли неотектонические движения, с которыми связаны блоковое строение и разрывы широтного и диагонального простирания. Многие балки, пересекающие поверхность этой равнины, имеют эрозионно-тектоническое происхождение.

Надтеречная равнина протянулась параллельно Тереку в общекавказском направлении – с запада (северо-запада) на восток (юго-восток) – почти на 100 км. Приблизительные гипсометрические отметки изменяются от 270 м на северо-западе до 54 м на юго-востоке. Преобладающий уклон поверхности Надтеречной равнины – северо-восточный. В ее фундаменте залегают неогеновые (плиоценовые и миоценовые) породы, прикрытые сверху четвертичными лёссовидными карбонатными суглинками, дающими просадки.

Пойменная терраса имеет неровную, сильно изрезанную старицами, протоками, выбоинами и кочками, поверхность. Через покатый уступ высотой 0,8-1,5 м пойма переходит в первую надпойменную террасу, выраженную в Чечне фрагментарно. Сохранившаяся также в виде фрагментов вторая надпойменная терраса смыкается с третьей террасой посредством уступа высотой 25-30 м. Четвертая, самая древняя надпойменная терраса, сливающаяся на юге с северным подножием Терского хребта, лучше всего выражена в рельефе. Четвертая надпойменная терраса имеет наибольшую ширину, варьирующую в пределах 3-10 км. Ширина остальных надпой-

* Самарский государственный экономический университет, г. Самара, Россия.

¹ На Центральном и Восточном Кавказе для обозначения внутригорной наклонной равнины традиционно используют местный географический термин – плоскость. Чеченскую равнину в разное время называли Чеченской плоскостью, Чеченской котловиной, Сунженской долиной, Грозненской равниной.

менных террас от нескольких десятков метров (третья терраса в окрестностях с. Кень-Юрт) до 1,5-3,0 км (вторая терраса около селений Надтеречное и Верхний Наур) (Нагуманова, Резепова, 1989; Головлёв, Головлёва, 1991).

Рельеф надпойменных террас ступенчатый, плоский или слабоволнистый. Надпойменные террасы изрезаны густой сетью оросительных каналов, образующих отрицательные антропогенные формы рельефа. Спокойный равнинный рельеф несколько нарушается еще неглубокими и широкими поперечными понижениями, бугристыми повышениями, увалами, древними насыпными курганами. Нередки западины и просадки.

Кроме погребальных курганов, У.Л. Лаудаев (1872: 41) отмечал на Надтеречной равнине такую антропогенную форму рельефа как древний ров («Аксак-Темир ор» – ров хромого Тамерлана), протянувшийся вдоль Терека.

В пределах Чечни орографическая система *Терского хребта*, помимо него самого, включает еще Брагунский и Гудермесский хребты. В тектоническом отношении эта система состоит из относительно самостоятельных, линейно-вытянутых антиклиналей (Малгобек-Вознесенская в Ингушетии, Калаусская, Эльдаровская, Хаян-Кортовская, Брагунская, Гудермесская в Чечне), образующих в совокупности Терскую антиклинальную зону. Антиклинальные хребты сложены миоценовыми и плиоценовыми породами. В основном это глины (сланцеватые, известковистые и песчанистые) и песчаники (железистые и глинистые). Менее распространены мергели, известняки-ракушечники, галечниковые конгломераты, известковистые пески и магматические отложения (Абрамов, 1966). Самые древние породы, обнажающиеся на поверхности Терского хребта, имеют олигоценый и нижнемиоценовый возраст (бурые глины верхней части майкопской свиты), а на поверхности Брагунского и Гудермесского хребтов – среднемиоценовый (темно-серые глины и пачки песчаников чокракского горизонта).

Собственно Терский хребет в пределах Чечни простирается почти параллельно Надтеречной равнине и долине Терека более чем на 100 км. Абсолютная высота Терского хребта заметно снижается к юго-востоку. Так, если на западе (в Ингушетии) максимальные высотные отметки Терского хребта составляют 664-707, то на востоке – до 350 м.

Несколько восточнее г. Пронина Терский хребет раздваивается, образуя внутригорную Калаусскую долину, заложенную на месте продольного прогиба, выполненного акчагыльскими и апшеронскими слоями (Геологическое строение..., 1960). Северное, более низкое антиклинальное ответвление, носит название Эльдаровского хребта, а южное ответвление – Калаусского хребта (Лотиев, Сазонов, 1979). В окрестностях г. Овечьей эти хребты вновь сливаются в единый Терский хребет. Немного восточнее г.

Ястребиной (484 м) Терский хребет² прерывается синклинальной Петропавловской долиной, сложенной четвертичными породами. К востоку от нее Терский хребет возобновляется уже в виде кулисообразно расположенного Брагунского хребта (высшая точка – г. Даут-Тюбе, 388 м). Брагунский хребет на протяжении 25 км выдерживает строгое юго-восточное направление вплоть до Гудермесских Ворот, образованных долиной р. Сунжа. Продолжением Брагунского хребта (и орографической системы Терского хребта в целом) за реками Сунжа и Хулхулау является Гудермесский хребет (высшая точка – г. Гейран-Корт, 428 м). Он простирается на 30-35 км в том же юго-восточном направлении. В окрестностях селений Ишхой-Юрт, Галайты и Аллерой Гудермесский хребет соединяется с Черными горами.

Основной особенностью рельефа Терского хребта является асимметричное строение склонов. Северный макросклон Терского хребта достаточно протяженный (средняя ширина склоновой полосы колеблется в пределах 1,2-4,8 км), пологий (максимальная крутизна – до 20°) и сильно изрезанный балками временных водотоков. Южный макросклон намного короче (наибольшая ширина склонов в пределах нескольких сот метров) и круче (крутизна склонов – до 25°). Южные склоны Терского хребта расчленены сухими балками, узкими при вершинах и значительно расширяющимися книзу.

К югу от Терского хребта простирается синклинальная *Алханчуртская долина* со слабоволнистой или плоской поверхностью и общим уклоном на восток. В том же направлении происходит расширение днища этой долины (до 9-10 км) и понижение абсолютной высоты (с 300-350 до 120-130 м).

Б.К. Лотиев и И.Г. Сазонов (1979) считают, что в геоструктурном отношении денудационно-аккумулятивная Алханчуртская долина связана с глубоким синклинальным прогибом, заполненным аллювиальными и делювиальными осадками. Л.Н. Сидоркина и О.Е. Володченкова (1983) относят внутригорную Алханчуртскую долину к древним речным долинам, имеющим современный денудационно-аккумулятивный рельеф. В основании этой долины залегают лёссовидные глины, суглинки и супеси. Мощность лёссовидного чехла возрастает от бортов к днищу долины (до 20 м).

Восточная оконечность Алханчуртской долины сливается с Петропавловской долиной. На правобережной стороне Сунжи обе низменные долины плавно переходят во внутригорную Чеченскую равнину.

В пределах Чечни орографическая система *Сунженского хребта*, кроме него самого, включает еще Грозненский и Ермоловский хребты, Новогрозненские (Алдынские) Высоты, возвышенности Гойт-Корт и Чухум-Барц. В тектоническом отношении эта орографическая система состоит из относительно самостоятельных, линейно-вытянутых антиклиналей (собст-

² Отрезок Терского хребта к западу от г. Пронина иногда называют Алхазовским хребтом. На отрезке между вершинами Овечья и Ястребиная Терский хребет называется Хаян-Кортским (Абрамов, 1966).

венно Сунженская, Старогрозненская, Новогрозненская), образующих единую Сунженскую антиклинальную зону. Антиклинальные хребты этой тектонической зоны сложены миоценовыми и плиоценовыми породами, сходными по литологическому составу с охарактеризованными отложениями Терского хребта. Наиболее древние породы, обнажающиеся на поверхности Сунженского хребта, имеют олигоценый и нижнемиоценовый возраст (шоколадно-бурые глины верхней части майкопской свиты), на поверхности Грозненского хребта (Мамакаевская балка) и Новогрозненских Высот – миоценовый возраст (темно-серые глины, песчаники и мергели караганского горизонта и серые глины с прослоями мергелей, песчаников и известняков сарматского яруса).

Сунженский хребет в пределах Чечни намного короче (до 50 км) Терского хребта. В восточной своей части Сунженский хребет разветвляется на Грозненский и Ермоловский хребты, которые невысокими, но крутыми откосами обрываются к левому берегу Сунжи (как, например, на Карпинском кургане Грозненского хребта). Наклонное равнинное пространство между Грозненским и Ермоловским хребтами занято Андреевской долиной, заложеной на месте продольного прогиба (Геологическое строение..., 1960).

К востоку от долины Сунжи Сунженский хребет теряет орографическую целостность. Здесь он распадается на орографически самостоятельные холмообразные массивы – реликтовые «останцы эрозионного обтекания»: Сюир-Корт (высшая точка – г. Беллик-Барц, 398 м), Сюиль-Корт (высшая точка – г. Джеми-Барц, 431 м), образующие Новогрозненские (Алдынские) Высоты, а также Гойт-Корт (236 м) и Чухум-Барц (221 м). Все эти возвышенные останцовые массивы имеют общее для всего Сунженского хребта юго-восточное простирание и отделены друг от друга древней висячей долиной р. Аргун (так называемое Ханкальское ущелье) и современными долинами рек Гойта, Аргун и Хулхулау (Головлёв, 2004).

Сунженский хребет в целом выше Терского. На западе (в Ингушетии) максимальные гипсометрические отметки Сунженского хребта варьируют в диапазоне 817-872 м, а на востоке, в Чечне, они не превышают 280 м.

Важнейшими орографическими особенностями Сунженского хребта являются: асимметрия склонов (меньшая крутизна, но большая протяженность и изрезанность овражно-балочной сетью северного макросклона по сравнению с южным), пологость и сглаженность вершин, широкие седловины, значительное уменьшение абсолютной высоты в восточном направлении.

Расположенная к югу от Передовых хребтов *Чеченская равнина* образовалась на месте глубокого продольного синклиналичного прогиба земной коры, заполненного флювиогляциальным и аллювиальным материалом (валунами, галечниками, песками, глинами) и талыми снежно-ледниковыми водами, приносимыми с южных хребтов (Розанов, 1924; Моткин с соавт., 1930; Сафронов, 1958; Лотиев, Сазонов, 1979).

Судя по всему, первоначально на месте Чеченской равнины существовало озеро, осушившееся по причине возникновения меридиональных эрозионных прорывов в Сунженском и Терском хребтах, – прежде монолитных горных цепях, соединявшихся на западе и востоке с Черными горами. Прорывы произошли в тех частях Сунженского и Терского хребтов, где слои пород, слагающих их осевую зону, оказались глубоко погруженными.

Чеченская наклонная равнина протянулась в меридиональном направлении примерно на 90 км (ширина равнины – от 10-12 до 35-40 км). На западе (в границах Ингушетии) эта равнина постепенно переходит в пологую Назрановскую возвышенность, служащую связующим орографическим звеном между Передовыми хребтами и Черными горами. С востока Чеченская равнина посредством Брагунского и Гудермесского хребтов отделяется от Гудермесской низменности. Чеченскую равнину и Гудермесскую низменность связывает лишь неширокий (до 10 км) Гудермесский Проход, – речной «желоб», по которому происходит весь современный сток с Чеченской равнины.

На юге Чеченская равнина ограничена северным подножием Черных гор (рис. 1). В южной части Чеченская равнина наиболее приподнята над уровнем моря. Средние гипсометрические отметки колеблются здесь в диапазоне 350-400 м. К северу и северо-востоку абсолютная высота Чеченской равнины понижается до 100-120 м (в приустьевой части долины Сунжи – до 50 м).



Рис. 1. Южная часть Чеченской равнины и северные склоны Черных гор (Шалинский район, 20.05.1980 г.).

В фундаменте Чеченской равнины вскрываются плиоценовые породы (акчагыльские и апшеронские глины, пески, песчаники, известняки), на которые налегает мощная толща четвертичных валунно-галечниковых отложений. Генетически они представляют собой сросшиеся и расширившиеся конусы выноса горных рек. Валунно-галечниковая толща прикрыта сверху лёссовидными глинами, суглинками и песками (Головлёв, 1982).

Поверхность денудационно-аккумулятивной Чеченской равнины осложнена современными речными долинами, сухими руслами древних водотоков и отчасти балками, которые являются здесь главнейшими формами рельефа. Отдельные междуречные участки Чеченской равнины имеют плоский или пологоволнистый характер. Общую равнинность территории нарушают также холмообразные останцовые возвышенности, современные и древние антропогенные формы рельефа (оросительные каналы, пруды, техногенные насыпи и выемки, беллигеративные объекты, городища и многочисленные погребальные курганы кабардинского, аланского, сарматского и иного происхождения). К числу древних антропоформ рельефа равнины относятся остатки Герменчукского рва, Окопа Шамиля (Головлёв, Головлёва, 1991), а также укреплений имама Шамиля (так называемых «гапу») и русских укреплений периода Кавказской войны.

Орографическая система *Черных гор* представлена в Чечне цепью низкогорных моноклиналиных хребтов в основном широтного и субширотного простирания, разделенных глубоковрезанными поперечными ущельями. Черные горы характеризуются наивысшими высотами до 1000-1300 м, средними глубинами расчленения в 300–400 м (максимум – в 500 м) и преобладанием процессов эрозии и денудации (Природные условия..., 1966).

Моноклиналиные хребты Черных гор характеризуются более расчлененным структурно-денудационным рельефом по сравнению с Передовыми хребтами. Асимметрия северного и южного макросклонов Черных гор выражена тоже лучше (первый обычно намного длиннее и положе, чем второй). Северные склоны сильно расчленены мелкими ущельями и оврагами. Южные склоны нередко имеют крутизну до 40°, а иногда они обрывисты. Вершины Черных гор – сглаженные, с плавными, округлыми очертаниями.

В междуречье Фортанга - Аргун Черные горы представлены в виде одного основного хребта, к которому причленяются хребты второго порядка. В бассейне р. Гой Черные горы выражены хребтом Мескендук (877 м). К востоку от р. Аргун полоса Черных гор веерообразно расширяется на северо-восток и юго-восток. К числу разнонаправленных хребтов Черных гор на востоке Чечни (главным образом в Ичкерии) относятся: Даргендук, Маштак (иначе Малх-Басса; высшая точка – 1071 м), Эртин-Корт (1162 м), а также массивы Кхеташ-Корт, Чолхан-Дук, Эрсеной-Корт, Декэч-Корт, Лене-Корт, Гамар-Корт, Кожелген-Дук (Кожильги), Илезен-Дук, Дюйри-налам и др.

В западной, центральной и восточной части моноклинали Черных гор осложнена Датыхским, Варандийским и Бенойским структурными выступами (антиклинальными поднятиями) диагонального простираения. Наиболее крупным тектоническим осложнением Черногорской моноклинали считается Датыхский структурный выступ с развитой на нем Датыхской брахиантиклинальной складкой (бассейны рек Фортанга и Джола). На Варандийском и Бенойском структурных выступах расположены антиклинали коробчатой формы. Варандийская антиклиналь (бассейн р. Чанты-Аргун) имеет размеры 60×11 км, крутое северное (до 70-80°) и пологое южное крыло. Бенойская складка, простирающаяся в междуречье Хулхулау - Аксай - Ярыксу, тоже имеет форму асимметричной антиклинали, в сводовой части которой залегают породы чокракского горизонта (Шерстюков, Смирнова, 1959; Геологическое строение..., 1960; Лотиев, Стерленко, 1961; Жемеричко, 1979).

Хребты Черных гор сложены в основном мягкими, легко размываемыми глинистыми породами палеогенового, неогенового и верхнемелового возраста. Наибольшее развитие получили здесь верхнепалеогеновые (олигоценные) и нижнемиоценовые глины с прослоями песчаников и алевролитов. Указанный комплекс пород майкопской серии достигает в Чечне огромной мощности (900-1000 м). Среди глинистых отложений встречаются выходы плотных песчаников, мергелей и известняков, образующих обрывы.

Преобладание глинистых пород в Черных горах способствовало образованию котловинообразных расширений речных долин. Подобные расширения речных долин известны по Аргуну (возле селений Чишки и Дачу-Барзой), Бассу (около селений Махкеты и Таузень), Хулхулау (около селений Дышне-Ведено и Ведено), Аксаю (у селений Дарго и Джани-Ведено) и др.

В Черных горах широко развиты геодинамические процессы (водная эрозия, оползни, оплывины). Оползневые явления связаны с областями распространения майкопских глин, мергелей и других водоупорных пород.

Среднегорный структурно-денудационный рельеф представлен в Чечне куэстовидными *хребтами Пастбищной системы*, расположенными к югу от Черных гор. Северные макросклоны хребтов этой горной системы, совпадающие с моноклинально падающими на север пластами горных пород, относительно протяженны и пологи. Южные макросклоны круты и обрывисты. В верхней своей части южные макросклоны куэстовидных хребтов имеют вид отвесных обрывов высотой в десятки метров.

Происхождение куэстового (и куэстовидного) рельефа обусловлено литолого-геологической структурой (Геология..., 1968). Куэстовидные хребты Пастбищной системы обособились в рельефе благодаря продолжительной и интенсивной эрозионной деятельности продольных рек, текущих по простираению податливых к размыванию глинистых толщ. В результате глинистые породы, залегавшие вдоль северного и южного макро-

склона куэстовидных хребтов, были размыты, а сами хребты сохранились вследствие бронирования их поверхности известняками.

Хребты Пастбищной системы протянулись параллельными грядами от западных границ Чечни с Ингушетией и до восточных границ с Дагестаном. Поперечными ущельями главных рек и их боковыми притоками система Пастбищного хребта раздроблена на отдельные короткие гряды и массивы: Мордлам (2162 м), Корилам (1731 м), Болой-Лам (2029 м), Ялхаройский (2232 м), Пешхой-Лам (2357 м), Тумсой-Лам (2074 м), Бандук (1692 м), Бахелам (иначе Бехин-Лам, 2410 м), Чермой-Лам (2361 м), Кашкерлам (2806 м).

К системе Пастбищного хребта относится и Андийский хребет (высшая точка – г. Цоболго, 2726 м) с неодинаково ориентированными горными отрогами Гуалкум (с массивами Тюрье-Лам и Шахпаз-Лам высотой до 2300 м), Зани (2183 м), Ишхойлам (2249 м), Заргубиль (1981 м), Шимерой-Лам (2350 м), Харкарой-Лам (2604 м) и др.

Хотя отдельные, наиболее высокие вершины Пастбищного хребта достигают абсолютной высоты свыше 2700-2800 м, средние гипсометрические отметки этого куэстовидного хребта находятся в интервале 1800-2200 м.

Система Пастбищного хребта сложена породами нижне- и верхнемелового возраста (собственно известняки, доломитизированные, песчанистые и детритусовые известняки, известняковые брекчии, мергели, гипсы, реже глины, мелкозернистые песчаники, карбонатные алевролиты). Общая мощность меловых отложений Пастбищного хребта колеблется в пределах 900-1400 м.

Преобладание карбонатных пород определило классическое развитие карстовых форм рельефа. На хребтах Пастбищной системы превалирует карбонатный тип карста. В привершинных частях хребтов наиболее распространены известняковые останцы в виде башен и столбов цилиндрической и конической формы, а также пещеры, ниши и карры. Башнеобразные известняковые останцы имеют форму крутостенных чеченских башен с уплощенной кровлей, нередко изъедены коррозионными нишами и кавернами. Не исключено, что башнеобразные останцы являются реликтами гумидного тропического климата и представляют собой локальную разновидность своеобразного башенного карста. Можно предполагать, что к реликтовому тропическому карсту относятся и островерхие («клыковидные») известняковые останцы.

Многочисленные карбонатные карстовые пещеры и ниши (в том числе сквозные и со следами антропогенной обработки) обычно приурочены к привершинным южным склонам и сквозным ущельям, пересекающим хребты Пастбищной системы. Согласно А.Г. Мусину (1979 в), на Пастбищном хребте карбонатные пещеры широко представлены в бассейнах рек Осухи, Гехи, Харачой, Беной-Ясси, Ярыксу и в окрестностях оз. Кезеной-Ам.

Карровые поверхности приурочены к местам развития голого известнякового карста. В качестве примера укажем на крупный карровый массив,

обследованный нами на платообразной вершине хребта Заргубиль около карстового оз. Ёпе-Ам. Фрагментарные участки обнаженных известняковых «полей» испещрены здесь причудливыми микроформами рельефа – карстовыми бороздками, желобками, кольцеобразными отверстиями и замкнутыми углублениями, возникшими в результате поверхностного выщелачивания.



Рис. 2. Эскарп Скалистого хребта в верховьях р. Гехи (в исторической местности Нашхой-Мохк, – легендарной прародине чеченцев). Вблизи от развалин селений Моцарой и Тестерхой верхнеюрская куэста Скалистого хребта прорезана узким и глубоким каньонообразным ущельем р. Гехи (Ачхой-Мартановский район, 21.08.1977 г.).

Провальные воронки задернованного известнякового карста и поноры доминируют на северном макросклоне Пастбищного хребта. По мнению А.Г. Мусина (1979 в), значительной концентрацией небольших карстовых воронок выделяется Андийский хребет (верховья рек Ярыксу и Беной-Ясси), где на площади до 35 км² отмечено свыше 500 воронок (максимальные размеры в поперечнике от 3-4 до 10-15 м, глубина от 1,0 до 3-4 м).

Провальные карстовые котловины протяженностью в десятки и сотни метров известны в окрестностях оз. Кезеной-Ам и на Ялхаройском хребте.

Происхождение более крупных Газунийской и Хайской котловин, расположенных в полосе Пастбищного хребта в верховьях левого истока р. Мереджи (в бассейне р. Фортанга), связывается с карстовыми процессами (Мусин, 1979 в). Предполагаем, что Газунийская котловина представляет

собой типичное поле. Эта провальная карстовая котловина с крутосклонными бортами и относительно плоским дном известна у местных горцев (чеченцев аккинского тайпа) как урочище Пан-Ар. Хайская котловина тоже имеет провальное карстовое происхождение. Однако Хайская котловина не замкнутая, а сквозная, простирающаяся по направлению течения реки.

На северном макросклоне Пастбищного хребта начинаются исчезающие под земной поверхностью карстовые водотоки (мелкие речки и ручьи). Согласно А.Г. Мусину (1979 а, б), исчезающей рекой является р. Басс, которая трижды теряется в закарстованных известняках верхнемелового возраста.

В полосе Пастбищного хребта широко развиты водная и тропинчатая (пастбищная) эрозия, крупноглыбовые обвалы, оскольчатые осыпи, лавины.

Среднегорный структурно-денудационный (куэстовый) рельеф представлен в Чечне *Скалистым хребтом* (рис. 2), который располагается южнее Пастбищного хребта. На всем своем протяжении Скалистый хребет имеет четкое куэстовое строение (северные макросклоны совпадают с направлением пластов горных пород, длинные и сравнительно пологие, а южные – крутые и обрывистые). Куэстовый рельеф, в отличие от куэстовидного, характеризуется большей крутизной и обрывистостью южного макросклона, нередко принимающего вид гигантского эскарпа высотой в десятки и сотни метров.

Скалистый хребет не образует единого орографического целого, так как сквозными ущельями рек разделен на короткие гряды. С запада на восток это куэстовые хребты Ерды (2363 м), Чана (1625 м), Зумсой-Лам (2132 м), Кирилам (2803 м), Хиндой-Лам (2594 м), имеющие северо-восточное, восточное и юго-восточное простирание. Эрозионный врез рек Аккичу, Осухи, Гехи, Чанты-Аргун и Шаро-Аргун, пересекающих куэсту Скалистого хребта, составляет от 80-100 до 200 м и более. Самые высокие вершины Скалистого хребта располагаются уже в высокогорье (их абсолютная высота в пределах 2000-3000 м).

К высочайшим вершинам относятся Кяшты – 2132 м, Цет-Лам – 2363 м, Кирилам – 2803 м, Дай-Лам – 2855 м, Хахалги (Скалистая) – 3036 м.

Скалистый хребет в основном сложен плотными известняками и доломитами верхней юры (оксфордский, титонский и кимериджский ярусы). Спорадически на этом хребте залегают линзы и толщи гипса-ангидрита, встречаются известняковые брекчии, соленосные породы, пачки мергелей, глин и песчаников. Общая мощность верхнеюрских отложений достигает 1200 м.

В строении северного макросклона Скалистого хребта участвуют нижнемеловые отложения (массивно-слоистые толщи доломитизированных известняков и карбонатные алевролиты, относящиеся к валанжинскому ярусу).

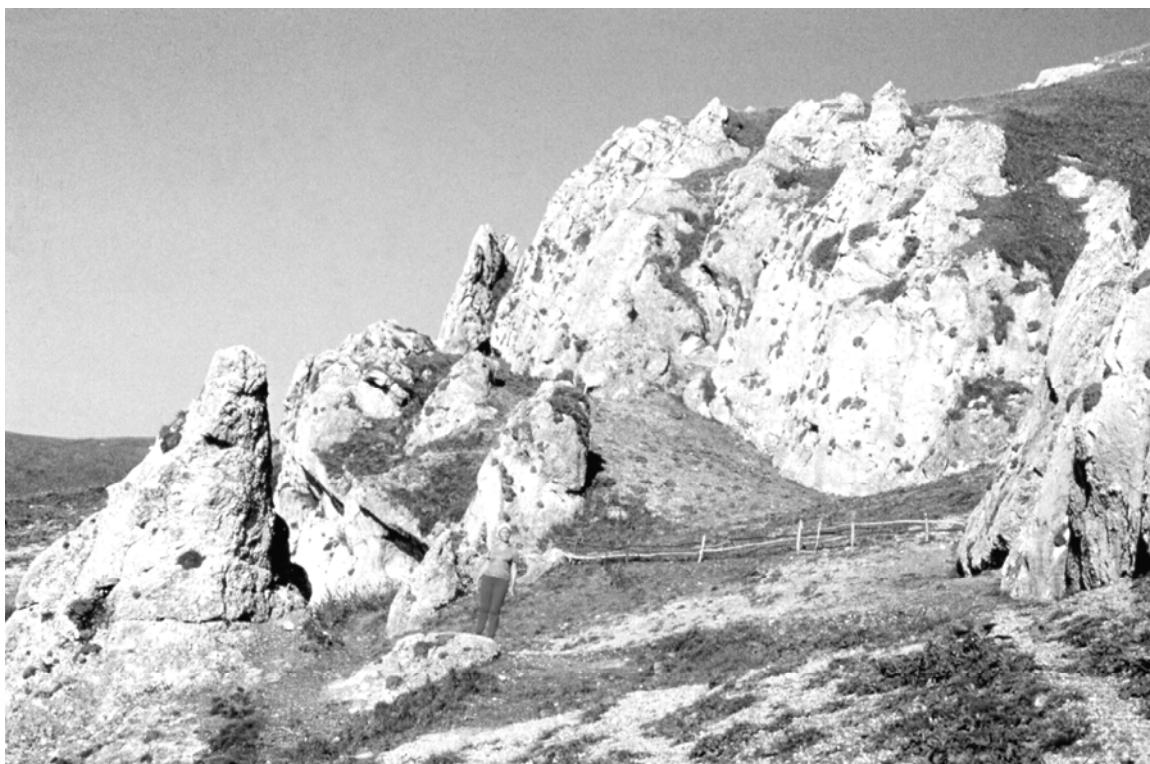


Рис. 3. Карстовое урочище Вилах в привершинной части Скалистого хребта (бассейны рек Аккичу и Осухи). Здесь преобладает голый известняковый карст. Встречаются «клыковидные» и столбообразные известняковые останцы (Ачхой-Мартановский район, 22.08.1977 г.).

Широчайшее развитие на Скалистом хребте получили карстовые явления (карбонатный, гипсовый и голый типы карста) (рис. 3). В привершинной части куэст и в местах, где они разрезаны глубокими сквозными ущельями рек, необычайно распространены «клыковидные» формы известняковых останцов (как, например, в ущелье р. Аккичу между развалинами селений Амки, Тола и Вилах). Скопления «клыковидных» останцов, испещренных кавернами и нишами, образуют на известняковых склонах ущелий живописный карстовый рельеф, получивший название «каменного леса» (Мусин, 1979 в: 119).

Воронки задернованного известнякового и гипсового карста, карстовые рвы характерны для северного макросклона и платообразных водоразделов Скалистого хребта. К привершинным частям южного макросклона куэсты тяготеют карбонатные и гипсовые пещеры и ниши, участки карровых полей.

В полосе Скалистого хребта представлены и такие редкие формы карстового рельефа как карстовые мосты и арки. Так, А.Г. Мусин (1979 б, в) обнаружил естественный карстовый мост (в виде тоннеля длиной 8 м, шириной 13 м и высотой 10 м) в междуречье Гехи - Осухи. Вблизи от него была описана естественная карстовая арка высотой 5,3 м и шириной 3,9 м. Еще две арки – высотой 7,5 м и шириной 6,7 м и высотой 1,75 м и шири-

ной 2,1 м – выявлены им в верховьях р. Гехи (около развалин селений Акки и Чармахой).

Вдоль эскарпа Скалистого хребта сосредоточены крупные скопления обвального-глыбового материала. В возникновении известняковых и доломитовых обвалов большую роль сыграли сейсмичность и тектоническая трещиноватость пород. В то же время, создание этих обвальных масс связывается и с перигляциальными процессами, происшедшими в среднеплейстоценовое и верхнеплейстоценовое оледенения (Природные..., 1966).

Среднегорный и высокогорный структурно-эрозионный рельеф представлен *Северо-Юрской депрессией* (рис. 4), расположенной между Скалистым и Боковым хребтами. В тектоническом отношении эта обширная внутригорная депрессия представляет собой северный, опущенный блок мегаантиклинория Большого Кавказа, который отделен от приподнятого южного блока (горст-антиклинория Бокового хребта) серией субширотных глубинных разломов.



Рис. 4. Внутригорная Итум-Калинская котловина, расположенная в пределах Северо-Юрской депрессии. На переднем плане – хутор Мухмерки; на дальнем плане, на правой и левой стороне р. Чанты-Аргун, – старая и новая части с. Итум-Кале (Советский, ныне Итум-Калинский, район Чечни, 9.05.1979 г.).

На всем своем протяжении Северо-Юрская депрессия отвечает полосе развития ниже-и среднеюрских моноклиналильных толщ песчаников и глинистых сланцев и выделена в рельефе в результате их глубокой речной эрозии. Моноклиналильная структура этих отложений заметно осложняется в

Чечне антиклинальными и синклинальными складками и частыми разрывными нарушениями. По мнению И.Н. Сафронова (1969), все эти тектонические деформации возникли вследствие предкелловейских движений.

Важная орографическая особенность Северо-Юрской депрессии – попеременное чередование высокогорных хребтов и среднегорных депрессий.

Среднегорные депрессии представлены в Чечне котловинами (Мелхинская, Аккинская, Галанчожская, Басхойская, Бечикская, Итум-Калинская, Ушкалойская, Шаройская) и продольными долинами рек (Аккичу, Осухи, Гехи, Мулкой-Эрк, Чанты-Аргун, Зумсой-Эрк, Цеси-Эрк, Шаро-Аргун, Кенхи) с минимальными высотными отметками днища в пределах 700-1000 м³.

Склоны внутригорных котловин и продольных долин слабонаклонные и сравнительно пологие, так как слагаются легко разрушающимися породами.

Преобладают среднеюрские глинистые сланцы и глины. Днища котловин и продольных долин плоские, с общим уклоном по направлению течения пересекающих их рек. Сложены днища четвертичными аллювиальными наносами.

Внутригорные котловины и продольные долины Северо-Юрской депрессии отделены друг от друга высокогорными контрфорсными хребтами. К их числу относятся Варендук (2015 м), Юкерлам (2497 м), Бастылам (3179 м), Кюрелам (3074 м), Вегилам (3773 м) и др. Высокогорные хребты резко усложняют поверхность Северо-Юрской депрессии, так как выполнены очень твердыми, метаморфизованными сланцами и песчаниками средне- и юрского возраста, нередко с внедрениями магматических пород.

Склоны высокогорных хребтов (например, Кюрелама, Бастылама и Вегилама), образованные в юрских метаморфизованных сланцах и песчаниках, весьма крутые и сильно расчлененные. Склоны других хребтов (например, Варендука, Юкерлама, Терлой-Дука и Сиздука), сложенные менее плотными среднеюрскими породами – относительно покатые и сглаженные.

В формировании среднегорного и высокогорного рельефа Северо-Юрской структурно-эрозионной депрессии важную роль сыграли процессы, связанные с юрским и среднетертичным оледенением (Сафронов, 1969).

В пределах Северо-Юрской депрессии широко распространены водная эрозия, обвально-осыпные, селевые, лавинные и оползневые явления (рис. 5).

³ По размерам все внутригорные котловины Чечни могут быть отнесены к категории малых и очень малых.



Рис. 5. Гигантский древнеселевой конус выноса (в центре снимка) со «свежими» эрозионными бороздами, на котором расположено с. Кокадой в Советском, ныне Итум-Калинском, районе Чечни (9.05.1979 г.).

Высокогорный эрозионно-тектонический рельеф представлен системой *Бокового хребта* – самого южного и высокого в Чечне (рис. 6)⁴. Боковой хребет не образует единого горного сооружения. В Чечне и Ингушетии он разделен глубокими поперечными ущельями рек Чанты-Аргун и Асса на отдельные массивы.

На чеченском участке государственной границы между Россией и Грузией Боковой хребет выражен двумя основными хребтами. В западной части Боковой хребет представлен Пирикительским хребтом, а в восточной части – Снеговым хребтом⁵. Высшая точка Бокового хребта и всего Восточного Кавказа – г. Тебулос-Мта (иначе Дакуох-Корт, 4493 м) – расположена на юго-западе Горной Чечни, в истоках Майстинского ущелья.

В тектоническом отношении Боковой хребет – горст-антиклинорий со сложным складчато-глыбовым строением. В фундаменте Бокового хребта залегают палеозойские породы, которые в Чечне, в отличие от Центрального Кавказа, на поверхности не обнажаются. В строении Бокового хребта участвуют нижнеюрские отложения (метаморфизованные аспидные сланцы, песчаники, алевролиты, кварциты, филлиты, пронизанные пластовыми дайками диабазов и диабазовых порфиринов), достигающие на Боковом хребте чрезвычайно большой мощности (свыше 4000 м).

⁴ К Чечне относится лишь северный макросклон Бокового хребта.

⁵ На современных топографических картах Боковой хребет не показан. Пирикительский хребет на этих картах подписан как Тушетский. Кроме того, в западной части Бокового хребта выделен Муцосский хребет.



Рис. 6. Остроконечная вершина Комито-Датах-Корт (4261 м) – одна из самых высоких на Боковом хребте. Субнивальные и нивально-гляциальные ландшафты в ущелье р. Донеиламхи (Советский, ныне Шаройский, район Чечни, 22.07.1979 г.).

Согласно М.И. Жемеричко (1979), в пределах Бокового хребта преимущественное распространение имеют узкие, сжатые изоклиналильные складки (шириной в сотни метров), разбитые многочисленными разрывами, прорванные магматическими жилами и дайками. Характерно интенсивное развитие кливажных трещин, поверхность которых параллельна осям складок. На крутых крыльях складок наблюдаются послойные срывы, которые, как и кливаж, маскируют складчатое строение лейасовой толщи. Б.К. Лотиев и И.Г. Сазонов (1979) связывают микроплойчатость горных пород, кливаж, будинаж и развитую сеть полигенетической трещиноватости на Боковом хребте с высокой степенью тектонической активности (особенно в прежние геологические эпохи).

Формирование первичного рельефа Бокового хребта происходило в условиях энергичных вертикальных движений и быстрого эрозионного расчленения. Вторичные формы рельефа были созданы древним (преимущественно верхнечетвертичным) оледенением и эрозионно-денудационными процессами (Гидрогеология..., 1968). Вторичные формы рельефа (троговые долины, морены, отполированные скалы, кары, ледниковые столы) выработаны в древних эрозионно-тектонических формах и связаны с экзарационной и аккумулятивной деятельностью четвертичных ледников.

Общий характер современного рельефа Бокового хребта резкий, альпийский. Вершины остроконечные и зубчатые (большой частью пико-

образные). Водораздельные гребни узкие, ребристые. Северный макросклон хребта глубоко расчленен узкими и крутосклонными ущельями меридионального и субмеридионального простирания. Многие высокогорные ущелья имеют характерную V-образную форму. Перепады относительных высот в них колеблются в пределах 1000-1500 м. На склонах ущелий – хаотические выходы скал, каменники, отвесные обрывы, гигантские осыпи (Головлёв, 1999).

П.А. Иваньков (1961) и В.Д. Панов (1971) описывают на Боковом хребте очаги реликтового оледенения (висячие, каровые и иногда долинные ледники). Каровые ледники заполняют небольшие воронкообразные цирки.

По данным И.Н. Волынкина и В.В. Доценко (1979), снеговая линия на Боковом хребте протягивается на высоте 3500-3600 м. Вблизи снеговой границы интенсивно протекают нивальные процессы, способствующие образованию узких осыпных желобов (кулуаров) и шлейфов сланцевых осыпей.

Со специфическим механическим (снежным и морозным) выветриванием связано также образование нивальных поверхностей, ниш и каров.

В результате гравитационных и нивально-гравитационных процессов перемещаются огромные массы снега и грунта и образуются гравитационные формы рельефа (лавинные борозды, лотки и конусы выноса, мощные осыпи и обвалы, безрусловые ложбины на склонах). Солифлюкционные смещения элювиальных, делювиальных и пролювиальных масс, насыщенных талыми водами, приводят к образованию на высокогорных склонах таких форм микрорельефа как медальонные грунты с отчетливой ориентировкой щебня, ступенчатые смещения дернины и фестончатые формы, создающие террасированность склонов (Природные..., 1966; Геология..., 1968).

Боковой хребет – самый лавиноопасный в Горной Чечне. Гипсометрические границы снегосборов (3000-3600 м и выше) и конусов выноса лавин (1600-2000 м) на Боковом хребте установили М.Ч. Залиханов и Н.Н. Подрезов (1972). По данным их исследований, в 1970 г. в бассейне Чанты-Аргуна было зафиксировано 115 снежных лавин, а в бассейне Шаро-Аргуна – 129 лавин.

Согласно нашим полевым данным, в 1989 и 1990 гг. в ущельях Чанты-Аргуна и Кериге спустились столь мощные лавины, что они полностью перекрыли русла плотинами из снега, обломков горных пород и деревьев. В результате, в ущельях высокогорных рек возникли кратковременные запрудные озера, а их течение приостановилось примерно на сутки (Головлёв, 2001).

В соответствие с классическим определением В.В. Докучаева, рельеф в горных странах является «вершителем почвенных судеб» (Моткин с соавт., 1930: 292). Полагаем, что можно не без основания утверждать также о том, что горный рельеф является не только вершителем «почвенных судеб», но и определяет судьбы всего ландшафта.

Абсолютная высота местности, ориентировка хребтов, долин и ущелий по отношению к господствующим воздушным течениям, экспозиция и крутизна склонов, глубина и густота вертикального расчленения, литология субстрата в значительной степени определяют гидротермические условия земной поверхности. Гидротермические условия обуславливают поверхностное увлажнение и распределение грунтовых вод, непосредственно влияют на характер почвенно-растительного покрова и животного мира, и на природный комплекс в целом. Таким образом, разнообразная литогенная основа и необычайно сложный рельеф Горной Чечни во многом определяют дифференциацию ее ландшафтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов Ш.С. Богатства недр Чечено-Ингушетии. Грозный: Чечено-Ингушск. кн. изд-во, 1966. 72 с.

Волюнкин И.Н., Доценко В.В. Ландшафты и физико-географическое районирование Чечено-Ингушетии // Проблемы физической географии Северо-Восточного Кавказа: Сб. науч. трудов / Чечено-Ингушск. гос. ун-т им. Л.Н. Толстого. Грозный, 1979. С.132-170.

Гвоздецкий Н.А. Кавказ. Очерк природы. М.: Гос. изд-во географ. лит-ры, 1963. 264 с. – **Геологическое строение** восточной части северного склона Кавказа // Труды Комплексной южной геологической экспедиции. Вып.2 / Под ред. И.О. Брода. Л., 1960. 320 с. – **Геология СССР**. Т.IX. Северный Кавказ. Ч.1. Геологическое описание / Гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: Изд-во «Недра», 1968. 760 с. – **Гидрогеология СССР**. Т.IX. Северный Кавказ / Глав. ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1968. 488 с. – **Головлёв А.А.** О комплексном природном районировании бассейна р. Сунжа для сельского хозяйства // Природа и природные ресурсы центральной и восточной части Северного Кавказа / Сев.-Осетинск. гос. ун-т. Орджоникидзе, 1982. С.88-95. – **Головлёв А.А.** Природные условия и ресурсы Северного Кавказа и их экономико-географическая оценка (на примере Чеченской и Ингушской Республик) // Вестник Самарской государственной экономической академии. 1999. №1. С.130-141. – **Головлёв А.А.** Лавины в высокогорной Чечне и их ландшафтообразующее значение // Самарская Лука: Бюллетень. 2001. №11. С.223-227. – **Головлёв А.А.** Степные возвышенности-останцы Чеченской равнины как реликтовые ландшафтные образования // Заповедное дело: Проблемы охраны и экологической реставрации степных экосистем: Мат-лы Междунар. конф. / Ин-т степи УрО РАН, Гос. природный заповедник «Оренбургский». Оренбург, 2004. С.91-92. – **Головлёв А.А., Головлёва Н.М.** Почвы Чечено-Ингушетии. Грозный: Книга, 1991. 352 с.

Жемеричко М.И. Геологическое строение и механизм образования складчатых зон Чечено-Ингушетии // Проблемы физической географии Северо-Восточного Кавказа: Сб. науч. трудов / Чечено-Ингушск. гос. ун-т им. Л.Н. Толстого. Грозный, 1979. С.3-13.

Залиханов М.Ч., Подрезов Н.Н. К вопросу о лавинной опасности в районе Чечено-Ингушетии // Труды Высокогорного Геофизического ин-та. Вып.18. Снег и снежные лавины. Л.: Гидрометеиздат, 1972. С.84-102.

Иваньков П.А. Современное оледенение Восточного Кавказа // Материалы Кавказской экспедиции. Т.III. Харьков: Изд-во Харьковск. гос. ун-та, 1961. С.190-203.

Лаудаев У.Л. Чеченское племя // Сборник сведений о кавказских горцах. 1872. Вып. VI. С.1-62. – **Лотиев Б.К., Сазонов И.Г.** К геоморфологическому районированию Чечено-Ингушетии // Проблемы физической географии Северо-Восточного Кавказа: Сб. науч. трудов / Чечено-Ингушск. гос. ун-т им. Л.Н. Толстого. Грозный, 1979. С.74-84. – **Лотиев Б.К., Стерленко Ю.А.** Тектонические зоны и геоструктуры Чечено-

Ингушетии // Изв. Чечено-Ингушск. республиканского краевед. музея. Вып.Х. Грозный: Чечено-Ингушск. кн. изд-во, 1961. С.15-24.

Моткин В.М., Павлов Е.Ф., Панков А.М. Почвы Чечни / Под ред. А.М. Панкова. Владикавказ: Издание Земельного управления Автономной области Чечни, 1930. 420 с. – **Мусин А.Г.** Влияние карста на сток рек Чечено-Ингушетии // Карст Средней Азии и горных стран: Тез. докл. Всесоюз. совещ. 9-11 октября 1979 г. Ташкент, 1979 а. С.101-103. – **Мусин А.Г.** Карст и ландшафтные особенности закарстованных территорий: Учеб. пособие / Чечено-Ингушск. гос. ун-т им. Л.Н. Толстого. Грозный, 1979 б. 95 с. – **Мусин А.Г.** Особенности развития и ландшафтообразующее значение карста Чечено-Ингушетии // Проблемы физической географии Северо-Восточного Кавказа: Сб. науч. трудов / Чечено-Ингушск. гос. ун-т им. Л.Н. Толстого. Грозный, 1979 в. С.101-131.

Нагуманова Л.А., Резепова С.А. Роль неотектонических движений в формировании рельефа Надтеречной равнины // Природа и хозяйство Чечено-Ингушской АССР. Вып.5 / Чечено-Ингушск. отдел Географ. общ-ва СССР. Грозный, 1989. С.12-16.

Панов В.Д. Ледники бассейна р. Терека. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 296 с. – **Природные** условия и естественные ресурсы СССР. Кавказ / Отв. ред. Н.В. Думитрашко. М.: Наука, 1966. 482 с.

Розанов А.Н. Материалы по геологии кавказских предгорий между Грозным и Чир-Юртом. Статья 1. Краткий очерк орографии и тектоники района // Бюлл. Московск. общ-ва испытателей природы. Отд. геологический. Т.П. М., 1924. С.3-17.

Сафронов И.Н. Геоморфологические особенности наклонных равнин Северного Кавказа // Труды Ставропольск. гос. ин-та. Вып.11. Ставрополь, 1958. С.3-30. – **Сафронов И.Н.** Геоморфология Северного Кавказа. Ростов н/Д: Изд-во РГУ, 1969. 218 с. – **Сидоркина Л.Н., Володченкова О.Е.** Влияние деятельности человека на инженерно-геологические условия восточной части Алханчуртской долины (ЧИАССР) // Вопросы гидрогеологии, инженерной геологии и охраны природной среды. Пермь, 1983. С.24.

Шерстюков Н.М., Смирнова М.Н. Геологический путеводитель по Чечено-Ингушетии. Грозный: Чечено-Ингушск. кн. изд-во, 1959. 98 с.

Поступила в редакцию
1 февраля 2007 г.