

Summary

The historical review of investigation of the planetary fractures, faults and lineaments systems is given. The term «planetary» was first applied to fracturing by Hobbs (1905). German geologist F. Lötze (1933) and Rumanian paleogeographer N. Arabu (1937) were first to connect the planetary fracturing genesis with changes in rotation, shape and volume (compression) of the Earth. J. Umbgrove (1947) and E. N. Permyakov (1949) clearly showed that the planetary fracturing consists of four series with general directions 0, 90, 315 and 45°. Results of the statistical analysis of 250 000 fractures, faults and lineaments made by the author and his colleagues in the course of 25 years of field and remote sensing studies are given.

The constancy of ancient fault plan in the course of geological time and the invariability of the planetary fracturing systems in areas differing in rock composition and age are shown. The age of the Earth's global system of faults and fractures is defined as the Early Pre-Cambrian.

УДК 551.4 : 551.311.22

СИМОНОВ Ю. Г., БЕЛЕНЬКИЙ А. В.

**МОРФОСТРУКТУРНЫЙ ПОДХОД
В ИЗУЧЕНИИ ПРОТИВОДЕНУДАЦИОННОЙ СТОЙКОСТИ ПОРОД
(НА ПРИМЕРЕ ПЕВЕКСКОГО МАССИВА)**

Среди факторов рельефообразования литология коренных пород занимает важное место. Изучению этой проблемы посвящено большое число работ геологов и геоморфологов различных поколений [1—6], она вошла почти во все учебники геоморфологии. В оценке литологических условий или факторов рельефообразования центральным является представление о существовании ряда горных пород, различающихся своей противоденудационной стойкостью. Предполагается, что существуют относительно более и относительно менее стойкие по отношению к денудации горные породы. И. С. Шукин [2] высказал мысль о том, что этот ряд меняется в зависимости от ландшафтно-климатических условий, так как литологические различия в рельефе проявляются с помощью механизмов избирательного выветривания. Выветривание, как известно, по-разному протекает в различных ландшафтно-климатических условиях. Обзор современных представлений по этому вопросу содержится в статье Г. С. Ананьева [7]. Кроме интересного фактического материала, собранного в этой статье, хотелось бы обратить внимание на два важных содержащихся в ней вывода: 1) устойчивость пород, слагающих земную поверхность, против агентов выветривания при постепенном переходе от климатов низких широт к климатам арктических пустынь для одних литологических разностей возрастает, для других — убывает, для третьих — существенно не меняется; 2) сравнительно-геоморфологический анализ противоденудационной стойкости горных пород, проведенный по современным климатическим зонам, не вполне корректен, так как в современном рельефе сохраняются морфолитологические соотношения, возникшие не в современных, а в иных климатических условиях предшествующих геологических эпох.

Наряду с этими более сложными представлениями о влиянии литологических различий на рельефообразование в нашей науке существует и некоторое обобщенное представление о противоденудационной стойкости пород, основанное на том, что горные породы сложены различными пороодообразующими минералами. А отношение минералов разного

состава к процессам выветривания изучено достаточно хорошо и сейчас больших споров уже не вызывает. Принято считать, что темноцветные минералы, образующие главным образом основные породы, менее стойки по сравнению с минералами более кислых пород. Напомним, что по этим представлениям в порядке возрастающей противоденудационной стойкости при прочих равных условиях друг за другом следуют: ультраосновные → основные → средние → кислые магматические породы. Указывается также, что сопротивление выветриванию возрастает при повышении мономинеральности и при равномерной зернистости пород, а также при уменьшении размеров зерен. Указывается [8], что в определении противоденудационной стойкости пород большую роль играет и ряд их физических свойств (теплопроводность, проницаемость, растворимость и ряд других). В целом можно говорить, что сейчас существует и развивается морфоклимато-петрографический подход в оценке роли литологии в формировании рельефа.

Как нам кажется, в анализе этой важной проблемы может оказаться полезным еще один подход, которые можно было бы условно назвать морфоструктурным. Он, конечно, не заменяет вышеназванного, но дополняет его, позволяя взглянуть на тот же объект еще с одной точки зрения. Этот подход может оказаться важным при постановке и решении ряда прикладных и теоретических задач геоморфологии и прежде всего при использовании геоморфологических методов для поисков эндогенного оруденения.

Отправной точкой могло бы служить известное представление о том, что петрографические разновидности горных пород не существуют сами по себе, а имеют вид строго определенных тел, сочетания которых образуют в земной коре геологические структуры того или иного вида. После их возникновения горные породы проходят определенную геологическую эволюцию, в течение которой свойства пород (важные для последующей оценки их противоденудационной стойкости) могут оставаться постоянными, а могут и существенным образом меняться. В процессе подготовки пород к выветриванию наряду с гипергенной можно выделить и гипогенную составляющую. На эти аспекты геоморфологического анализа процессов выветривания одним из первых обратил внимание П. Биро [9, 10]. Исходя из этого, мы должны охарактеризовать лейкократовые граниты или гнейсы не просто как некоторую петрографическую разновидность с определенными противоденудационными свойствами, но и оценить их структурную позицию. Так, одни и те же породы будут выражены в рельефе различно в зависимости от того, испытали ли они формирование трещин кливажа или оказались в зонах какиритизации, в условиях окварцевания, турмалинизации, сульфидизации, пелитизации и др., т. е. в различных зонах деятельности гидротермальных процессов. Они могут быть эндогенно укреплены или ослаблены. Полезно было бы найти меру степени эндогенной подготовленности пород к процессам выветривания.

Мы опробовали методы балльной оценки противоденудационной стойкости пород в различных природных условиях. При этом не удалось выделить те признаки разрушенности пород, которые возникли в собственно эндогенных условиях. В полевых условиях оценивалось сопротивление пород раскалыванию молотком. Это сопротивление могло быть интегральным, так как включало в себя как эндогенные, так и экзогенные причины. После оценки результатов анализа, одного и того же комплекса пород, полученных не одним, а группой исследователей, удалось объективно выделить три — четыре уровня подготовленности пород к раскалыванию. Было выделено четыре класса подготовленности пород:

0-й класс — порода раскалывается с большими усилиями (откалывается небольшой краевой осколок);

1-й класс — при сильном ударе или неоднократных ударах порода раскалывается на 2—3 примерно равные части;

2-й класс — при ударе молотка средней или слабой силы порода распадается на несколько угловатых обломков;

3-й класс — при среднем или слабом ударе порода распадается на большое количество мелких обломков (порода-рухляк).

Далее, так же как и при других видах исследований (например, при определении балла окатанности галечников по Кухаренко), для совокупности обломков 40—100 фракций крупного щебня — мелких валунов определялся средневзвешенный балл разрушенности. Разная степень подготовленности пород к разрушению в одних случаях оказалась четко связанной с их положением в локальных геологических структурах, в других случаях проявились различия в петрографии коренных пород, в третьих оказались существенными различия, связанные с распределением тепла и влаги по склонам различной крутизны и экспозиции. В некоторых случаях различия в разрушенности пород объяснить не удалось. Ниже предлагается итог литоморфоструктурных исследований на примере Певекского массива.

Расположенный в восточной части Чаунской губы (северо-западная Чукотка), обособленный низкогорный Певекский массив (площадь около 120 км²) является прямым отражением в рельефе антиклинальной складки. Складка сложена песчаниками, аргиллитами, глинистыми сланцами утувеевской свиты (нижний мел) и прорвана интрузией трещинного типа, метаморфизирующей вмещающие породы. Интрузивные породы разделяются по составу на три комплекса, располагающихся зонально в современном денудационном срезе. Наибольшей пестротой петрографического состава отличается зона эндоконтакта интрузии: средне-крупнозернистые порфиридные биотитовые гранодиориты, граниты, кварцевые диориты, кварцевые монзониты. Внутренние части интрузии имеют более однородный состав: мелко-среднезернистые биотитовые граниты с участками лейкократовых и турмалиновых гранитов. Переходы между зонами постепенные, фациальные. Дайковый комплекс представлен дайками аплитов, лейкократовых гранитов, гранодиорит-порфиридов и диорит-порфиридов. Широким распространением пользуются кварц-турмалиновые жилы, зоны гидротермально измененных пород.

Для Певекского массива (в условиях арктического климата) возрастающий ряд сопротивляемости пород разрушению механическим путем выглядит следующим образом: гидротермально измененные породы → аргиллиты, глинистые сланцы → монзониты, диориты, дайки диорит-порфиридов → песчаники → дайки гранодиоритов с крупными вкрапленниками → разнозернистые, порфиридные гранодиориты → дайки гранодиоритов без вкрапленников → мелко-среднезернистые граниты → лейкократовые граниты → дайки лейкократовых гранитов → роговики → кварц-турмалиновые жилы. Породы этого ряда, имеющие одинаковое петрографическое название, но образующие геологические тела различного типа, занимают в нем различное место (см., например, лейкократовые граниты и дайки лейкократовых гранитов). Полученный ряд детализирует морфолитологические отношения, описанные Г. С. Ананьевым [7].

Проведенный детальный петрографический анализ разновидностей пород, собранных в окрестностях Певекского массива, позволяет думать что установленный для нашего района ряд морфолитологических отношений в значительной мере объясняется структурно-текстурными особенностями этих пород и количественным составом образующих их минералов, которые в том или ином виде раскрывают эндогенную историю их подготовки к процессам выветривания.

Остановимся более детально на наиболее распространенных в пределах Певекского массива породах — гранитах и гранодиоритах. И те и другие имеют близкий количественно-минералогический состав. Вместе с тем отличительная черта гранодиоритов — обилие широкотаблитчатых фенокристов андезина, неоднородная, иногда шаровидная текстура (резкие колебания состава в площади скола, эллипсоидальные скопления некоторых минералов). Наиболее легко механически разрушается плагиоклаз и особенно его крупные вкрапленники. Причем трещины проходят преимущественно вдоль длинной оси кристаллов андезина, возмож-

но, используя слабость внутрикристаллических связей в двойниковой плоскости. Последняя является зоной дефектности кристаллической решетки плагиоклазов и служит причиной образования микроскопических трещин [11]. Кроме того, для андезина характерна серицитизация, что также снижает его прочность.

Граниты отличаются от гранодиоритов меньшим количеством порфировых выделений (последние представлены калиевыми полевыми шпатами, мелкозернистой структурой, равномерным и однообразным распределением зерен, т. е. однородной текстурой). Для гранитов характерно повышение доли калиевых полевых шпатов и кварца и уменьшение количества плагиоклазов. В гранодиоритах наблюдается обратная закономерность. Указанные особенности структуры и состава обуславливают большую прочность гранитов относительно гранодиоритов.

Визуальный анализ структуры пород показал, что от гидротермально измененных разностей начинающих ряд, к кварц-турмалиновым жилам уменьшаются размер зерен, количество плагиоклаза в породе и количество вкрапленников андезина; повышается степень мономинеральности состава и однородности текстуры. Эти же факторы (мелкозернистость, простота состава, однородность) определяют большую устойчивость к выветриванию даек по сравнению с их глубинными аналогами. Высокая сопротивляемость разрушению кварц-турмалиновых жил, очевидно, связана с прочностью волокнистых скрытокристаллических агрегатов турмалина, «оплетающих» зерна кварца.

Различия в устойчивости к образованию трещин проявляются более отчетливо у осадочных пород, чем у магматических. Чем больше мощность слоев (прослоев) в осадочной породе, тем она прочнее. В случае равной мощности слоев главным фактором, определяющим прочность, становится минералогический состав цемента. Крайние элементы в ряду осадочных пород в пределах Певекского поднятия — тонкослоистые глинистые сланцы и массивные песчаники. Термальный метаморфизм в зоне экзоконтакта интрузии приводит к «закалке» вмещающих пород, изменяет их состав и структуру с образованием высокопрочных роговиков.

Установив закономерности изменения прочностных свойств элементов петрографического ряда, перейдем к анализу факторов, определяющих устойчивость к процессам денудации массивов, сложенных различными петрографическими комплексами. Под массивом скальных пород в инженерной геологии понимают геологическую структуру или ее часть, характеризующуюся только ей присущими геологическими, гидрогеологическими и инженерно-геологическими закономерностями [12]. В результате геолого-геоморфологической съемки было установлено, что главным фактором, снижающим сопротивляемость массивов денудации, служит частая смена петрографических разностей в пределах выделенного массива или (что то же самое) большая густота фациальных и формационных геологических границ. В рельефе участки частого изменения состава магматических пород, резких фациальных переходов, поля даек и жил выражены аномально широко (до 500 м) и глубокими (20—30 м) седловинами на водоразделах (например, в северной и южной частях Певекского массива), слабонаклонными ступенями (шириной 500—1000 м) на склонах (верховья руч. Гранитный на западе массива).

Значительно различаются по петрографическому составу западный и восточный эндоконтакты Певекской интрузии. На западном эндоконтакте отмечается частое чередование мелких полей гранитов, гранодиоритов, диоритов, монзонитов, резкие переходы между этими породами с неодинаковыми прочностными характеристиками. В рельефе западному эндоконтакту соответствует выложенный участок склона крутизной 5—8° и шириной 800 м. Восточный эндоконтакт однороден по своему составу и свойствам пород: однообразное поле гранодиоритов с редкими включениями диоритов. Зона эндоконтакта прослеживается на относительно крутом (20—25°) восточном склоне массива, а в его северной части выходит на вершинную поверхность. Другой пример повышения денудационной стойкости — следствие однородности петрографического

состава — крутые южные склоны и останцы на вершинной поверхности в центральной части Певекского массива, где обнажается монотонная полоса мелкозернистых биотитовых гранитов и лейкократовых разновидностей, которые близки по своим свойствам.

Отмеченную закономерность можно объяснить следующим образом. Участки пестрого состава магматических пород соответствуют зонам относительно глубоко проникающих нарушений. Это зоны сложного и длительного тектоно-магматического развития, сопровождающегося процессами дифференциации вещества магмы, ассимиляции вмещающих пород, резкого колебания химического и минералогического состава, условий давления и температуры. Для таких зон характерны гидротермальные и метасоматические процессы. Неоднородность состава пород, слагающих подобные массивы, а значит, и скачкообразные изменения прочностных характеристик при переходе от участка к участку в пределах массива, наличие разрывных нарушений — все эти факторы снижают устойчивость к процессам денудации массива в целом, что приводит к образованию аномально крупных отрицательных форм, границы которых грубо соответствуют границам зон пестрого петрографического состава. Таким образом, генетически эти формы рельефа обусловлены специфической гипогенной развития субстрата.

Для осадочных пород Певекского массива частые изменения состава не характерны, и седловины на водоразделах развиваются по зонам повышенной тектонической трещиноватости, в пределах которых на поверхности, судя по величине обломков, отмечается уменьшение размеров отдельных пород и увеличение количества мелкозема.

Наряду с оценкой противоденудационной стойкости петрографических разновидностей горных пород при выяснении морфологических отношений оказался важным еще один аспект указанной проблемы. Опыт исследований степени морфологической выраженности тех или иных пород в повышениях или понижениях рельефа зависит также и от скорости возобновления экспозиции поверхности горных пород, т. е. от скорости денудации (от интенсивности склоновых процессов). Так, в нашем районе в результате выветривания гранитоидов происходит одновременное образование крупных глыб и большого количества мелкозема. Осадочные породы распадаются на мелкие глыбы, щебень и дресву, доля мелкозема в элювии незначительна. Обилие песка на «гранитных» склонах объясняется интенсивным химическим преобразованием минералов в ходе сапролитизации гранитных глыб. Химическое разрушение минералов в осадочных породах крайне незначительно, а размер обломков определяется густотой трещин напластования. Для песчаников характерны мелкие глыбы и крупный щебень, для аргиллитов и глинистых сланцев — мелкий щебень и дресва. Избыток мелкозема в курумовой кладке гранитов способствует развитию наиболее быстрого процесса смещения рыхлого склонового чехла в условиях арктической тундры — солифлюкции. Обломкам осадочных пород свойствен преимущественно дефлюкционный тип движения. Таким образом, в данном случае можно сделать вывод о более быстрой денудации поднятий, сложенных гранитоидами, чем выступов, сложенных осадочными породами. Несмотря на то что в обломке гранитоиды проявляют себя как породы более устойчивые к процессам физического выветривания и менее трещиноватые, чем осадочные комплексы, гранитные массивы в рельефе могут и не занимать господствующего положения. Наоборот, могут возникать своеобразные «морфолитологические инверсии». А в более общем случае породы с различной противоденудационной стойкостью могут иметь одинаковую морфолитологическую позицию. В этом случае можно говорить о морфолитологической конвергенции форм рельефа. Этому способствуют и совпадение гранулометрического состава элювия коренных пород различной прочности и неодинаковая скорость миграции на склоне продуктов их разрушения. Для Певекского массива такую конвергентность обнаруживают, например, диориты и лейкократовые граниты.

При проведении литоморфоструктурного анализа приходится иметь в виду, что фактор литологии в рельефообразовании, конечно, действует не изолированно, а совместно с другими факторами, в частности с современной тектоникой. Различие морфолитологических отношений пород, слагающих отдельные части гор и горных массивов, могут в одних случаях ослаблять, а в других случаях усиливать морфологический эффект тектонических движений. Отдельные части гор могут оказаться не столь высокими, как это могло бы быть, из-за слабой противоденудационной стойкости слагающих их пород. Могут быть и усиливающие эффекты. Так, например, аномально широкая ступень на западном склоне Певекского массива, выработанная в зоне развития пород с крайне неоднородным петрографическим составом и испытывающая слабое неотектоническое воздымание, в значительной мере объясняется свойствами пород: в этом случае можно даже говорить о литоморфоструктуре. Останцы, сложенные лейкократовыми гранитами, в пределах интенсивно поднимающегося центрального блока с максимальными абсолютными отметками следует рассматривать как литоморфные элементы тектоморфоструктуры. Литоморфоструктуры в пределах Певекского массива соизмеримы по своим размерам с тектоморфоструктурами и меняют свой внешний облик во времени в связи с гипогенной эволюцией субстрата и с изменением экзогенных факторов рельефообразования.

Для решения проблемы геоморфологической индикации рудоконтролирующих структур необходимо проанализировать отражение в рельефе даек, жил, зон гидротермального, метасоматического, контактово-метаморфического изменения пород (т. е. провести литоморфоструктурный анализ). Единичные тела даек, жил проявляются в пластике рельефа, как показали исследования в районе Певекского массива, при одновременном наличии двух условий: большая контрастность свойств тела и вмещающих пород и значительные размеры данного тела (для рассматриваемой площади протяженность более 10 м и ширина не менее 1 м). Отсутствие одного из этих условий приводит к невыраженности в рельефе единичных мелких тел. Наиболее отчетливо в микрорельефе прослеживаются лишь те тела коренных пород, размер отдельности которых существенно превышает размеры обломков вмещающих пород. Например, выходы даек гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров среди аргиллитов и сланцев образуют высокие уступы нагорных террас. Протяженные (15—20 м) дайки прочных аплитов в полосе относительно малопрочных порфировых гранодиоритов соответствуют резким бровкам склонов. В то же время единичные дайки лейкократовых гранитов, внедрившиеся в близкие к ним по прочности мелкозернистые биотитовые граниты, отражения в рельефе не получают. Рои даек, прочность пород которых значительно превышает прочность вмещающих гранитоидов, вызывают часто не «укрепление» данного массива, а, наоборот, понижение его денудационной стойкости. Это обстоятельство объясняется большой структурной и минералогической неоднородностью подобного массива в целом, вызывающей активизацию процессов физико-химического выветривания, на что указывалось выше. Кварц-турмалиновые жилы высокой прочности на безрудных приконтактных участках интрузии способствуют «укреплению» гранитоидов, что выражается в сохранении большой крутизны (20°) склонов в зоне эндоконтакта. Вместе с тем в пределах продуктивных участков те же жилы (имеющие парагенетические переходы к рудовмещающим телам) подобного «укрепления» не вызывают, поскольку генетически и пространственно связаны с интенсивными гидротермально-метасоматическими изменениями вмещающих пород, сопровождающими оруденение. Эти изменения, выражающиеся в лимонитизации, каолинитизации, листвинитизации, серицитизации, полностью подавляют «укрепляющий» эффект кварц-турмалиновых жил. По зонам гидротермальной проработки заложены русла ручьев Первая Речка, Гранитный, а прочные кварц-турмалиновые жилы проявляются лишь в пластике микрорельефа склонов долин этих ручьев.

Следует отметить, что рудоконтролирующие зоны гидротермальной

проработки являются участками повышенной проницаемости и большой петрологической неоднородности, что, как отмечалось выше, служит главным фактором активизации процессов избирательной денудации и вызывает образование аномально крупных отрицательных форм денудационного рельефа, дешифрирующих эти зоны.

Итак, основными факторами, обуславливающими устойчивость пород Певекского массива к процессам физико-химического выветривания, являются их структурно-текстурные особенности и эндогенная история подготовки пород к процессам выветривания. Количественные соотношения породообразующих минералов играют подчиненную роль. Устойчивость магматических пород определяется размером зерен, степенью разномзернистости, полиминеральности и неоднородности текстуры. Чем больше значение этих показателей, тем менее устойчива магматическая порода. Прочность осадочных пород зависит не столько от состава цемента, сколько от мощности слоев.

Денудационная стойкость массивов горных пород обуславливается пестротой петрографического состава массива (устойчивость к процессам выветривания), а также гранулометрическим составом элювия (устойчивость к процессам сноса). Таким образом, показатель структурной неоднородности массива оказывается ведущим для определения интенсивности разрушения как отдельных видов пород, взятых в обломке, так и массивов в целом. На денудационную стойкость массивов (или литоморфоструктур — по терминологии структурной геоморфологии) влияют глубинные процессы, обуславливающие сочетания комплексов пород, изменение их состава в ходе геологической истории, развитие дизъюнктивных нарушений различного генезиса.

Рудоконтролирующим структурам гидротермального происхождения в большинстве случаев отвечают зоны пониженной устойчивости пород, что обуславливается сложной тектоно-магматической эволюцией этих зон, неоднородностью петрографического состава и глубокими вторичными «ослабляющими» изменениями. В рельефе Певекского массива продуктивные участки выражены аномально крупными отрицательными формами.

Результаты, полученные в ходе анализа морфолитологических отношений (выраженности в рельефе пород различного состава и морфолитоструктур) на примере Певекского массива, заслуживают проверки в других ландшафтно-климатических и морфоструктурных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Мушкетов И. В.* Физическая геология. Т. II. М.: Гос. Изд-во, 1926.
2. *Щукин И. С.* Общая геоморфология. Т. I. М.: Изд-во МГУ, 1960. 615 с.
3. *Симонов Ю. Г.* Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972. 279 с.
4. *Лукашов А. А.* Некоторые проблемы геоморфологии рудных месторождений в связи с геологическими поисками в условиях Югославии. Сараево: Geografski pregled, 1976. 46 с.
5. *Флоренсов Н. А.* Геоморфологические формации.— В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. 296 с.
6. *Криволучкий А. Е.* Рельеф и недра Земли. М.: Мысль, 1977. 290 с.
7. *Ананьев Г. С.* Денудационная устойчивость горных пород в разных климатических условиях.— Геоморфология, 1975, № 2, с. 12.
8. *Леонтьев О. К., Рычагов Г. И.* Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1979. 235 с.
9. *Birot P.* Structure et relief. L'Université de Paris, 1956, p. 125.
10. *Birot P.* Morphologie structurale. Paris, 1958, p. 224.
11. *Мамбетов Ш. А.* Исследования развития трещин в горных породах. Фрунзе: Илим, 1973. 174 с.
12. *Сергеев Е. М.* Инженерная геология. М.: Изд-во МГУ, 1978. 384 с.

Московский государственный университет
Географический факультет
Институт литосферы АН СССР

Поступила в редакцию
23.XII.1983

MORPHOSTRUCTURAL APPROACH TO STUDY OF EROSION RESISTANCE OF ROCKS (WITH SPECIAL REFERENCE TO THE PEVEK MASSIF)

SIMONOV Yu. G., BELENKY A. V.

Summary

Present state of knowledge in lithological factor of relief-formation is discussed. Morphostructural approach to the problem is considered with special reference to the litho-morphostructural studies at the Pevek Massif (NW Chukchi Peninsula). The degree of structural heterogeneity of massifs proved to be most important factor which controlled desintegration of individual rock types as well as erosion within the whole massif. The paper discusses also the genesis of geomorphic indicators of ore-controlling structures at the Pevek massif.

УДК 551.4.07(470.4)

БРЫЛЕВ В. А.

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Южная половина Русской равнины характеризуется разнообразием палеогеоморфологических условий, что объясняется повышенной мобильностью, связанной с влиянием альпийской геосинклинали и принадлежностью речной сети к бассейнам Черного и Каспийского морей, эволюция которых была весьма динамичной и отчасти асинхронной. Изучение палеогеоморфологии речных долин дает возможность полнее восстановить историю развития рельефа. О возможности сохранности в геологическом разрезе элементов палеорельефа и прежде всего речной сети писали А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий [1]. Они отмечали, что в результате ингрессии основание речной долины консервируется, в то время как борта палеодолины могут быть срезаны абразией открытого бассейна. Мощный перикратонный осадочный чехол юго-востока Русской и Скифской эпигерцинской плит сохраняет системы и элементы палеоборк фанерозоя. Автором в процессе работ над картами палеогеоморфологического атласа СССР [2] обобщен большой фактический материал по палеогеоморфологии юго-восточной части Русской равнины для альпийского геотектонического цикла.

Методика исследований. С целью реконструкции и изучения геоморфологии мезозой-кайнозойских континентальных эпох нами использованы следующие методические приемы: 1 — установление погребенных древних врезов и аллювиальных толщ в геологическом разрезе, 2 — построение и анализ карт распространения и мощностей палеоаллювия, 3 — реконструкция палеодолин и палеорельефа, 4 — общий анализ реконструированного рельефа.

Древнеаллювиальные толщи вскрываются в сравнительно немногих пунктах, обычно в глубоковрезанных долинах в пределах активных тектонических структур. Фрагменты юрских долин известны на территории Москвы [3, 4]; они обнаружены в районе Жирновских поднятий, где между каменноугольными известняками и среднеюрскими морскими отложениями залегают разнозернистые пески с галькой и гравием (девонских и каменноугольных пород) явно аллювиального облика. В зоне южного окончания Арчедино-Донских поднятий (Верховская и Саушинская структуры) денудацией вскрыто ложе реки, местами базальные его горизонты представлены россыпями гальки и гравия на поверхности современных водоразделов.

Миоценовый аллювий известен в пределах Окско-Донской равнины в обнажениях долин рек Ламочки, Вердицы, Пары [5]. На Волго-Медведицком междуречье миоценовые реки вскрываются в бассейне р. Ольховки — в балках Дьяковой, Развилистой, Поливной, а также в балке