

УДК 551.311.24 : 551.21

Н. С. БЛАГОВОЛИН, В. К. ШЕВЧЕНКО

**МАГМАТИЧЕСКИЕ ТЕЛА И ПРОБЛЕМА
ДЕНУДАЦИОННОГО СРЕЗА**

На примере ряда районов СССР (Северный Кавказ, Крым, Алданское нагорье, Прибайкалье, Дальний Восток) показано, что интрузивные тела могут служить индикаторами денудационного среза. Величина денудационного среза междуречий в средне- и низкоргорных районах за кайнозой не превышает 1 км, а обычно составляет сотни м.

Определение величины денудационного среза (суммарного или за определенный этап геологического развития) имеет важное значение для оценки перспективности территории на тот или иной тип оруденения, установления степени эродированности эндогенных месторождений, а также для решения ряда других практических и теоретических вопросов. По мнению И. П. Кушнарева (1969), при поисках и разведке эндогенных месторождений глубинам эрозии следует придавать такое же значение, «...как магматизму, типу геотектонического развития и структурным факторам (разломам, складкам и их сочетаниям)».

В последние годы многими геологами и геоморфологами предпринимались попытки определить скорости и величины денудационного среза различных территорий СССР. Среди методических приемов в этих целях использовались чаще всего следующие: геоморфологический метод (по сохранившимся реликтам первичных поверхностей), стратиграфический (путем выяснения полноты стратиграфического разреза), по объему коррелятных отложений с отнесением его к установленной области сноса, по данным о современном твердом стоке и др.

Этому вопросу посвящены многочисленные работы, наиболее полные обзоры которых имеются в монографиях А. Е. Криволуцкого (1971) и В. А. Растворовой (1973). В целом можно констатировать, что исследователи значительно расходятся как в определении самих понятий «денудационный срез» и «тотальная денудация», так и тем более в их количественной и временной оценке. Одной из главных методических ошибок является стремление рассматривать твердый сток рек или объем коррелятных отложений как показатель общего снижения поверхности речного бассейна или области сноса. По нашему мнению, необходимо четко разграничить два понятия: общий объем материала, вынесенного в течение определенного времени за пределы горного сооружения или любой относительно приподнятой территории (тотальная денудация, объем денудации), и снижение поверхности междуречий (денудационный срез). Это, разумеется, не одно и то же, и совершенно прав Е. Е. Миляновский (1968), считающий, что материал может быть вынесен из горной области в результате разработки речных долин при незначительной величине снижения междуречий. Об этом же свидетельствуют и материалы других исследователей, например данные В. В. Бронгулеева и В. М. Муратова (1976) об объеме денудации и денудационном срезе на территории срединной части северо-западного Кавказа.

Предпринимались также попытки, используя данные о современных скоростях эрозии или склоновой денудации, нередко полученные на небольших участках, определить величину денудационного среза крупных горных сооружений (например, Кавказа) за время неотектонического этапа, а также время, необходимое для полного среза подобных горных сооружений (Криволучкий, 1971). Однако все косвенные методы определения масштаба денудации (по объему коррелятивных отложений с отношением его к установленной области сноса, по данным σ современном твердом стоке, ионном стоке и др.) не могут сколько-нибудь точно характеризовать величину и скорость снижения любой единицы площади данной территории. Поэтому предпочтительнее прямые методы, отнесенные к конкретной территории, т. е. геологический и геоморфологический; наилучшие результаты получаются при их сочетании.

Имеющиеся в литературе данные о величинах денудационного среза в различных горных и равнинных регионах СССР весьма противоречивы и, главное, разномасштабны. Конечно, процессы эрозии и денудации резко дифференцированы в пространстве и времени, однако, как нам кажется, в настоящее время преобладает тенденция преувеличения скоростей и масштабов денудации. При этом исследователи обычно принимают лишь тот вариант интерпретации геологических или геофизических данных, который отвечает их концепции. Так, например, А. И. Спиридонов (1974) для определения величины денудационного среза Балтийского щита использует данные о мощности гранитного слоя земной коры. Он указывает, что в восточной части Балтийского щита наблюдается сокращение мощности гранитного слоя до 5—6 км при его нормальной мощности в пределах антеклиз Русской плиты около 15—20 км. Отсюда, по его мнению, величина денудационного среза щита с позднего протерозоя достигает 10—15 км.

Такое утверждение, однако, не может быть бесспорным, так как до сих пор нет строгих критериев для установления сейсмической границы, которая соответствует поверхности Конрада. В разных районах разные исследователи к этой границе относят горизонты, характеризующиеся различными скоростями волн (V_r). Так, в восточной части Балтийского щита к поверхности К одни исследователи относят горизонт $V_r = 6,65$ км/сек, другие эту поверхность проводят по горизонту (горизонтам) с $V_r = 6,9 \div 7,3$ км/сек. Позиция исследователя в трактовке мощности «гранитного» слоя коры имеет при этом большое значение. Так, например, если с поверхностью «базальтового» слоя связывать не горизонт с $V_r = 6,65$ км/сек, а преломляющую границу с $V_r = 6,9 \div 7,0$ км/сек, то мощность «гранитного» слоя на Балтийском щите увеличится вдвое (Строение континентальной земной коры..., 1974). Естественно поэтому, что имеются и совершенно иные представления о величине денудационного среза древних щитов. Н. С. Шатский (1964), например, указывал, что максимальный смыв с Балтийского щита за время с раннего палеозоя не превышал первых сотен м. То же можно сказать и о Сибирской и других древних платформах.

Анализ карты скоростей денудации междуречий на территории СССР, проведенный Г. С. Ананьевым (1974), показал, что на большей части нашей страны междуречные пространства испытывают денудацию со скоростью 0,010—0,020 мм/год, т. е. 10—20 м/млн. лет, а на равнинах и в прошлые геологические эпохи, по всей вероятности, еще меньше. Такое положение вполне понятно, иначе осадочные породы, гипабиссальные интрузивные тела и эпитермальные рудные месторождения, по крайней мере в областях палеозойской складчатости, были бы давно эродированы, и на поверхности почти повсеместно обнажались бы породы амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. В действительности же этого нет.

Важным доказательством изложенных представлений является «геоморфологическая позиция» интрузивных магматических образований,

широко распространенных в различных районах земного шара. По нашему мнению, наиболее перспективны в этом отношении гипабиссальные интрузии типа лакколитов или магматических диапиров. Своей выраженностью в рельефе и, как правило, хорошей сохранностью первичной формы эти образования издавна привлекали внимание геологов, начиная с исследований Г. Джильберта в конце прошлого века. Однако изучались преимущественно механизм внедрения магматических пород, способ замещения пространства магмой, структурные, петрографические и другие особенности лакколитов. К сожалению, они долго не привлекали серьезного внимания геоморфологов. Лишь недавно появилась интересная статья И. П. Герасимова (1974), посвященная Пятигорским «лакколита́м». Между тем для геоморфологов лакколиты представляют большой интерес прежде всего как объекты, позволяющие реально оценить масштаб денудационного среза за определенный период времени. Однако и здесь существуют весьма различные оценки масштабов денудации. А. Е. Кривоуцкий (1971), анализируя роль экзогенного фактора в преобразовании первично-тектонических форм рельефа, пишет, что лакколиты (района Минеральных Вод) представляют «наглядный пример огромной роли денудации в преобразовании тектонического рельефа. Денудация полностью удалила с интрузивных тел всю толщу отложений осадочного чехла... общей мощностью 1—1,5 км» (стр. 271). Нам же представляется, что, наоборот, это наглядный пример преувеличения масштабов и темпов денудации в геологической истории Земли. Дело в том, что при определении величины денудационного среза геоморфологи обычно исходят из так называемой глубинной фациальности интрузивных пород, согласно которой определенной их структуре соответствует та или иная глубина застывания магматических тел. Однако, как справедливо указывает Г. Д. Ажгирей (1956), «...очень часто фациальность интрузивных пород, приписываемая главным образом фактору глубины становления интрузии, в действительности может быть обязана совсем другим причинам» (стр. 394). Он подчеркивает, что глубина становления интрузивных тел часто преувеличивается. Детальными исследованиями в США и СССР (Дэли, 1936; Дембо, 1944; Лебедев, Оровецкий, 1969, и мн. др.) доказано, что породы даже с более или менее нормальной гранитной структурой могут образовываться на самых различных глубинах, в том числе и совсем незначительных (до 400 м, по Р. Дэли, 1936). Существуют и переходные к эффузивам типы гранитных тел. Так, в частности, гранитное тело на р. Фокс в Висконсине (США) постепенно переходит в массивный фельзитовый порфир и кератофир, что доказывает быстрое охлаждение на поверхности Земли (Дэли, 1936). Это тем более справедливо по отношению к интрузивным телам, сложенным так называемыми гипабиссальными породами мелкозернистой или порфировой структуры. Как будет показано ниже на региональных примерах, нередко наблюдается резкая разница в структуре центральных и периферических частей этих тел, что свидетельствует об их охлаждении в близповерхностных условиях. Применение «глубинной фациальности» как показателя величины денудационного среза ныне обнажающихся на земной поверхности интрузивных тел затрудняется еще и тем обстоятельством, что, как мы увидим ниже, в ряде районов рядом располагаются разновозрастные, несомненно, эффузивные или близповерхностные и считающиеся гипабиссальными образования.

Все это заставляет очень осторожно использовать метод «глубинной фациальности» и в каждом конкретном случае тщательно учитывать все геоморфологические и геологические показатели денудационного среза для достижения максимальной объективности его оценки. Ниже мы рассмотрим с этих позиций наиболее характерные районы развития лакколитов в СССР, привлекая для сравнения и некоторые материалы по другим странам.

Северный Кавказ. В районе Пятигорска на пологонаклонной к северу поверхности Кисловодского плато поднимается ряд изолированных куполообразных вершин, образующих местами небольшие группы. Относительная высота их колеблется от 200 м (горы Железная, Золотой Курган) до 700 (гора Змейка) и даже 800 м (Бештау). По мнению большинства исследователей, Пятигорские возвышенности представляют собой гипабиссальные интрузивные тела. Ранее все они считались лакколитами, а ныне относятся в целом к группе магматических диапиров (Павлинов, 1949). Большая часть из них имеет форму перевернутых

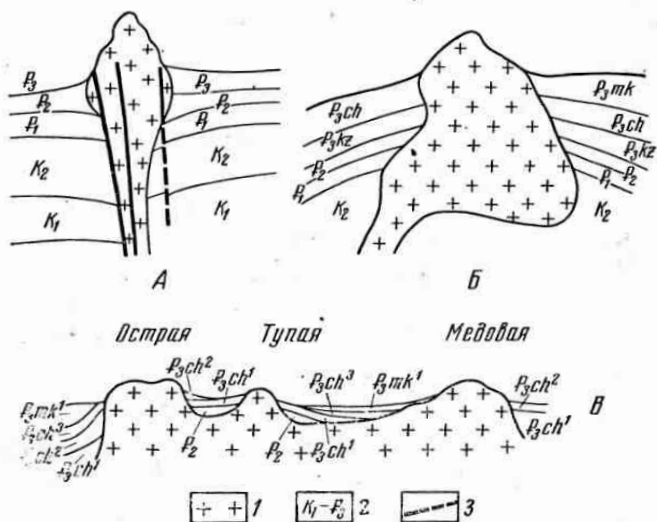


Рис. 1. Морфология и взаимоотношение с вмещающими толщами интрузивов Пятигорья (по Н. Д. Соболеву и др., 1959, схематизировано)

А — интрузив горы Развалки, Б — интрузив горы Змейки, В — интрузив гор Медовая, Острая, Тупая. 1 — трахилипариты (гранит-порфиры и сиенит-порфиры, по Н. Д. Соболеву и др., 1959); 2 — осадочные породы мела и палеогена; 3 — разломы

капель, луковиц или груш, узких в нижней части и более или менее расширяющихся кверху. В верхней части, где они куполообразно приподнимаются, а иногда даже запрокидывают породы кровли, они напоминают лакколиты (рис. 1). Н. Д. Соболев и др. (1959) относят массивы Пятигорья к субэкструзивным дискордантным телам типа бисмалитов с отклонениями к сферолитам, этмолитам и дайкам. По мнению В. Н. Павлинова (1949) и А. П. Герасимова (Шукин, 1964), центральная часть горы Бештау представляет собой «экструзивный купол». Таким образом, в Пятигорье наряду с полуглубинными вулканическими образованиями имеются и несомненно поверхностные. Породы, слагающие эти интрузии, представлены гранит-порфирами, граносиенит-порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами. Время внедрения их — от позднего миоцена до среднего плиоцена (Милановский, Короновский, 1973).

Немногие из описываемых интрузий сохранили осадочный покров (гора Лысая и др.), у некоторых интрузивное ядро обнажается в вершинных частях (горы Джуца, Золотой Курган), у других осадочный покров смыт со всей их поверхности и перекрывает только самое основание их склонов (горы Железная, Развалка, Змейка и др.). Какова же мощность смытых пород?

Н. Д. Соболев и др. (1959) считают, что формирование интрузивов, ныне вскрытых эрозией, происходило на глубине 1—2 км, а массивов

(Машук, Лысая, Ореховая и др.), еще не вскрытых — возможно, на глубинах около 3 км. Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский (1973) пишут, что кристаллизация магмы в камерах интрузий происходила в близповерхностных условиях (от 1—2 км до нескольких сотен м от поверхности). Однако, как справедливо указывает И. П. Герасимов (1974), никаких доказательств былого развития над современными интрузивными телами Пятигорья мощных толщ осадочных отложений, позднее якобы полностью удаленных континентальной денудацией, не имеется (рис. 1).

Действительно, все интрузии (кроме горы Лысой) прорывают нижний и верхний мел, палеоцен — эоцен, многие рвут или приподнимают майкопские отложения, а некоторые из них (например, Бештау), несомненно, достигали дневной поверхности (Павлинов, 1949). Полная мощность пород майкопской серии, которую большинство интрузий рвут по крайней мере наполовину, составляет в рассматриваемом районе 800—1000 м, однако в результате предчокраковского размыва верхних горизонтов она местами сокращается до 300 м (Милановский, Хаин, 1963). Если еще учесть закономерное уменьшение мощности отложений на вершинах интрузий в результате оттока пластичных майкопских пород от свода к крыльям куполов при формировании диапировых структур, то реальная толщина слоя пород, удаленных денудацией с интрузий, не превышала первых сотен м. Вершины же массивов, достигавших дневной поверхности (Бештау), за это время были денудированы на глубину не более 15—20 м.

Можно констатировать, таким образом, что в Пятигорье отсутствуют сколько-нибудь серьезные доказательства глубокого денудационного среза территории. С несколько иных позиций это утверждает И. П. Герасимов, по словам которого «...представление о денудационном способе раскрытия Пятигорских интрузий (лакколитов) не только не подтверждается современными геоморфологическими особенностями рассматриваемой территории, а прямо им противоречит» (1974, стр. 7).

Крым. В Крыму магматические породы распространены в трех основных районах: на Южном берегу, в Восточном Крыму (Карадаг и его окрестности) и в Южном продольном положении. В большинстве своем эти образования связаны с «ослабленными» зонами долгоживущих поперечных и продольных глубинных разломов. По В. И. Лучицкому (1939), Т. С. Лебедеву и Ю. П. Оровецкому (1969) и данным других исследователей, выделяются две группы магматических пород. К первой относятся изверженные породы интрузивных массивов, представленные диорит-порфирами, габбро-диабазами и плагiogранит-порфирами. По большей части они образуют лакколиты различных размеров, простые и сложные, или магматические диапиры, выраженные в рельефе преимущественно куполовидными округлыми массивами различных размеров. Прекрасно сохранилась первичная форма интрузивных тел: их современный рельеф в большинстве случаев почти идеально совпадает с верхней контактовой поверхностью (рис. 2, 3). Хорошо выражен и горизонт афанитов — пород эндоконтакта (интрузии горы Кагель, мыса Плака и др.).

Породы второй группы — типично излившиеся или же заполнившие трещины — характеризуются порфировой структурой, микролитовым или стекловатым сложением основной массы; широко развиты лавовые потоки, разнообразные туфы и туфобрекчии. Образования этого типа представлены в западной части Южного берега («горы» Верблюд, Хыр и Пиляки), в Восточном Крыму (горная группа Карадага), а также в ряде участков Южного продольного понижения.

Возраст магматических пород Горного Крыма всеми исследователями определяется в интервале от позднего триаса до раннего мела, причем большая часть интрузий Южного берега и других районов относится к концу ранней и средней юре, а эффузивы Карадага и Западного Крыма — к поздней юре — раннему мелу.

По радиогеологическим данным (Фирсов, 1963), абс. возраст габбро-диабазов Аюдага, диабазовых порфиров близ с. Прохладное и Алупки и плагиогранит-порфиров горы Сераус 152—163 млн. лет при среднем значении 158 млн. лет, что соответствует байосу (J_2). Близкие даты по-

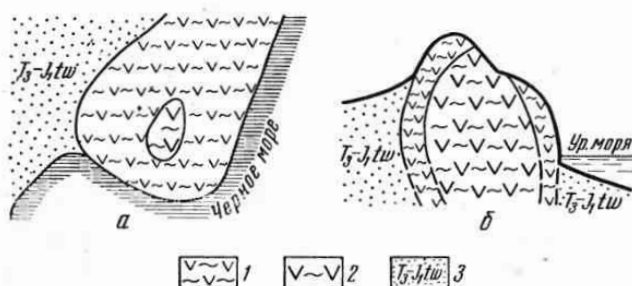


Рис. 2. Схема интрузии мыса Плака на Южном берегу Крыма, по Т. С. Лебедеву и Ю. П. Оровецкому (1969)

а — план, б — разрез. 1 — афаниты микродиабазовых порфиров; 2 — порфиры микродиабазовые; 3 — аргиллиты и песчаники таврической серии

лучили Г. П. Багдасарян и В. И. Лебединский (1967): 176 ± 5 и 162 ± 2 млн. лет.

Вмещающими породами вулканических массивов Горного Крыма являются таврическая серия (верхний триас — нижняя юра), представленная чередованием аргиллитов и песчаников, реже — сходные по литологическим признакам отложения средней юры. Эти породы очень не-

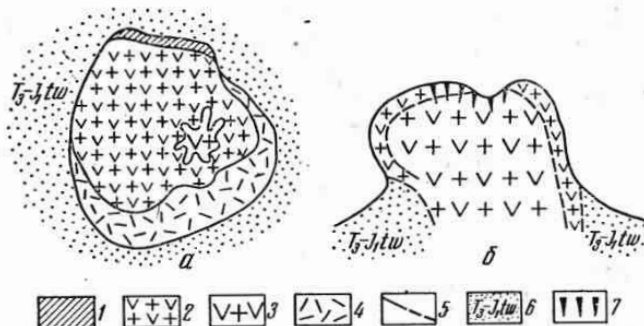


Рис. 3. Схема интрузии горы Капель, по Т. С. Лебедеву и Ю. П. Оровецкому (1969)

а — план, б — разрез. 1 — афаниты плагиогранит-порфиров; 2 — плагиогранит-порфиры тонкокристаллические; 3 — плагиогранит-порфиры мелкокристаллические; 4 — делювий; 5 — геологические границы; 6 — аргиллиты и песчаники таврической серии; 7 — трещины

прочны и легко поддаются денудации. Степень метаморфизма на контактах с интрузиями невысокая, мощность метаморфизованных (ороговикованных) пород обычно не превышает первых м.

В пределах Южного берега большинство интрузивных тел типа лакколлитов и магматических диапиров (более 20) сосредоточено в Алуштинско-Гурзуфском районе. По физическим свойствам и петрохимическим особенностям (Лебедев, Оровецкий, 1969) можно выделить три группы интрузий (все они считаются гипабиссальными телами): 1 — интрузии пород диабазового ряда поздне триасового — поздне юрского возраста (районы сел Фрунзенского, Верхней Кутузовки, Лаврового, интрузии мыса Плака и Малый Медведь); 2 — крупные среднеюрские

интрузии габбро-диоритового ряда (Аюдаг, Урага, Чамны-Бурун, интрузии районов сел Фрунзенское и Малый Маяк); 3 — интрузии плагиогранит-порфирированного состава (Шархи, Ай-Йори и Кафель), возраст которых — конец средней юры.

Современные абс. отметки вершин интрузивных массивов, как разных групп, так и внутри одной группы, варьируют в пределах сотен м: интрузия мыса Плака 35, Кафель 441, Аюдаг 572, Сераус 628, Чамны-Бурун 1193 м. Такое разнообразие высот, по-видимому, лишь отчасти обусловлено различной глубиной внедрения и застывания магмы; определенную роль могли играть тектонические движения. Как указывает В. И. Лучицкий (1939), многие исследователи считают «лакколиты» Крыма передвинутыми, оторванными от корней массами. «В связи с интенсивными тектоническими процессами, имевшими место после застывания этих массивов, когда смяты были в складки также и среднеюрские породы, лакколиты были сорваны с места и, обладая иными физическими свойствами, чем окружающие их сланцы и песчаники, могли вызывать тектонические контакты» (Лучицкий, 1939, стр. 81).

По поводу глубины формирования интрузивных тел Южного берега разногласий между исследователями нет. «Все указывает на то, что магма застыла на небольшой глубине...» — писал В. И. Лучицкий (1939), отмечая, что, как правило, в одном и том же массиве можно наблюдать по крайней мере четыре типа пород одной и той же магмы. Как считают С. М. Кравченко и В. И. Лебединский (Геология СССР..., 1969), типичная для интрузивных массивов концентрическая зональность возникла в связи с быстрым охлаждением магмы в близповерхностных условиях.

Важным доказательством этого является и наличие многочисленных эффузий по соседству с интрузивными телами. Всего в нескольких десятках км от крупнейших лакколитов, в районе Голубого залива находятся эффузивные массивы Хыр, Верблюд и Пиляки, по возрасту, структурному и гипсометрическому положению близкие южнобережным интрузиям. Особенно тесное «содружество» эффузий и интрузий наблюдается в Южном продольном понижении. Так, например, в районе с. Украинка Т. С. Лебедев и Ю. П. Оровецкий (1969) отмечают несколько верхнетриасовых пластовых интрузий среди туфов; здесь же встречаются интрузии среднеюрского возраста; в районе с. Лозового интрузия контактирует с потоком лавы; в районе сел Трудолюбивка и Карагач развит базальтовый покров. При этом и эффузивные, и интрузивные образования в большинстве случаев лишь вскрыты, но слабо затронуты процессами денудации. Величина денудационного среза интрузивных массивов, даже наиболее глубоко обнаженных денудацией, оказывается незначительной. Так, например, крупнейший массив Горного Крыма, Аюдаг, имеющий отметку вершины 572 м, а подножия — ниже уровня моря, местами сохранил на своей поверхности не только горизонт афанитов — пород эндоконтакта, но и отдельные пятна пород экзоконтакта — роговики, ороговикованные или просто обожженные породы таврической серии (Лебедев, Оровецкий, 1969). Совершенно очевидно, что для среза вмещающих пород мощностью 600 м и более потребовалось весьма длительное время, в течение которого верхняя часть массива, освобожденная от покрова осадочных пород, испытывала воздействие процессов денудации. Результаты же этого воздействия, как мы видим, весьма скромны.

Алданское плоскогорье. В этом районе породы архея и перекрывающие их осадочные породы прорваны многочисленными интрузиями разнообразных магматических пород, большинство которых по составу близко к сненитам. Формы залегания их разнообразны: лакколиты, штоки, пластовые интрузии и т. п. (Билибин, 1958). Время внедрения этих интрузий — поздняя юра — ранний мел. Застывание их происходило на небольших глубинах — в приповерхностной обстановке, а в некоторых

случаях, как теперь установлено, интрузии достигали поверхности и сопровождались извержением лав. При своем внедрении интрузии полностью или частично прорывали или деформировали в виде куполов кровлю вмещающих кембрийских пород, образуя поднятия с падением слоев на крыльях до 10—20°. В рельефе интрузии представлены в виде довольно высоких, обособленных друг от друга гольцовых вершин и массивов, четко вырисовывающихся среди пологоволнистой поверхности плоскогорья. Формы массивов разнообразны, но чаще преобладают купола. Отн. высоты гольцов составляют 300—800 м, а абс. достигают 1600—1700 м.

Большинство интрузий отпрепарировано, на многих этот процесс еще не закончен, в некоторых случаях еще только начинается (Долгушин, 1961). Объем пород, снесенных с них денудацией, определяется положением интрузий на контакте двух структурных этажей: архейского кристаллического фундамента и практически горизонтально залегающих на нем карбонатных пород нижнего кембрия, образующих платформенный чехол, мощность которого в Центрально-Алданском районе не превышает 500—700 м. Следовательно, максимально возможная мощность удаленных денудацией пород с раннего мела (100—120 млн. лет) здесь составляет не более 700 м, при этом пород, интенсивно карстующихся. Отпрепарированные же интрузии достаточно хорошо сохранили свою первичную форму, например гольцы в гряде Западные Янги, а также отдельные массивы в Алданском гольцовом районе — Лебединый, Батя, Купол и др. Вершины интрузий эродированы на глубину не более 30—50 м, хотя слагающие их породы отличаются относительно слабой устойчивостью к процессам выветривания в перигляциальном климате.

Свидетельством слабой интенсивности денудационных процессов в Центрально-Алданском районе является также Эльконский горстовый массив — морфоструктура, тектонически весьма активная в докембрии, палеозое и особенно в мезозое и кайнозое (Шевченко, 1969). В раннекембрийское время массив ненадолго покрывался морем, оставившим после себя толщу карбонатных осадков мощностью 150—200 м. Начиная со среднего кембрия процессы осадконакопления на его площади не отмечались, горст испытывал преимущественно поднятия и размыв. Однако и до настоящего времени на вершинных его поверхностях сохранились остатки кембрийских пород мощностью 12—15 м, а обширные участки откопанной докембрийской поверхности выравнивания практически не затронуты денудационными процессами. Таким образом, представления Н. С. Шатского (1964) о темпах и масштабах денудации Балтийского щита полностью подтверждаются на материалах Алданского района.

Забайкалье и Дальний Восток. Проведенные в последние годы на Северо-Востоке, юге Дальнего Востока и в Забайкалье геофизические работы (Ю. Я. Вашилов, Э. Н. Лишневский, В. Н. Белогуб, И. И. Шапочка, Н. П. Романовский, Г. И. Менакер и др.) показали, что мезозойские и кайнозойские послескладчатые интрузии батолитового типа в действительности имеют форму лакколитов или огромных межформационных тел, подошва которых залегает на глубинах не более 6—10 км. Согласно расчетам многих геологов (Рудич, 1966; Левитан, 1969, и др.), мощность пород кровли над этими интрузиями в момент их формирования обычно не превышала 2—3 км, составляя чаще всего 1—1,5 км. Гипабиссальные же тела во многих случаях формировались близко к дневной поверхности и застывали в собственных эффузивных «шапках» (вулcano-плутонические комплексы).

Исходя из данных о глубинах формирования интрузий вулcano-плутонической формации и положения структурных поверхностей мезозойских эффузивов, глубина денудационного среза Ям-Алинь-Буреинского высокогорного сводового поднятия на юге Дальнего Востока за весь

кайнозой нами определена величиной максимум в 800—1000 м, а района Нижне-Амурского низкогорья — не более первых сотен м (Шевченко, 1971). При этом оказалось, что денудационный срез высочайшего на Дальнем Востоке Баджальского хребта совершенно незначителен. Вершинный уровень его на большей части представляет первичную поверхность верхнемелового вулканического плато, над которым местами возвышаются купола высотой до 500—600 м, являющиеся вулканоплутоническими структурами и некками.

Обстоятельные исследования забайкальских геологов (А. И. Кулагашев, А. Д. Сергеев и др.) показали, что глубина залегания апикальных частей юрских интрузий в момент их формирования составляла в Восточном Забайкалье 0,2—0,9, чаще 0,4—0,6 км. Глубины эрозии, определенные отдельно для каждой интрузии, характеризуется цифрами от 0—350 до 700—800 м, чаще всего 100—300 м. Таким образом, глубина денудационного среза за мелкайнозойское время в этом районе почти нигде не превышает 1000—1200 м.

Приведенные примеры показывают, что магматические тела могут довольно успешно использоваться как индикаторы денудационного среза конкретной территории за определенный период времени. При геоморфологическом анализе необходимо учитывать возможность формирования интрузий полнокристаллического состава вблизи, а интрузий порфирового, средне- и микрокристаллического состава — непосредственно вблизи земной поверхности. Поэтому в тех случаях, когда глубина застывания интрузивных тел не может быть точно определена геологическим или геоморфологическим методом, единственным бесспорным показателем величины денудационного среза является разница отметок вершины интрузивного массива и денудационной поверхности его подножия, выработанной во вмещающих породах. К этой величине, судя по нашим данным, следует прибавить 100—200 м, учитывая, что рассматриваемые массивы являются хотя и близповерхностными, но не эффузивными. Разумеется, следовало бы ввести поправку и на локальные (автономные) поднятия, или «выжимание» интрузивных тел, но пока это не представляется реальным.

В заключение рассмотрим еще один весьма показательный район — так называемые холмы Эвганей, расположенные в Северной Италии, недалеко от Падуи, среди аллювиально-пролювиальной Ломбардской низменности, сложенной в этом районе преимущественно галечниками рек Адидже и Бачильоне. Один из авторов — Н. С. Благоволин — имел возможность побывать в этом районе и ознакомиться с его геологическими и геоморфологическими особенностями.

Холмы Эвганей занимают площадь около 300 км², представляя довольно компактный массив, состоящий из ряда вершин, разделенных понижениями и долинами, и окруженный со всех сторон изолированными более низкими холмами, которых насчитывается более десяти. Наивысшие точки массива — горы Венда (603 м абс. выс.) и Мадонна (526 м); высота остальных холмов — в пределах 100—400 м. Поскольку абс. отметки окружающей низменности не превышают 25 м, в целом массив выглядит весьма внушительно. Большая часть холмов имеет правильную куполовидную форму с выпукло-вогнутыми склонами крутизной 30—35°.

В генетическом отношении холмы Эвганей представляют собою типичный экструзивный купол (по терминологии И. С. Щукина, 1964) и образовались в результате застывания на земной поверхности густой, вязкой, малоподвижной лавы. Они сложены различными разновидностями изверженных пород — трахитами, липаритами, в меньшей степени андезитами. Лавы прорывают серию осадочных пород, включая верхний эоцен и олигоцен; их позднеолигоценовый возраст подтвержден К-Аг-датированием (33 млн. лет). Излияния лав связаны с зоной разломов, ко-

торые остаются активными и в настоящее время; с этой зоной связаны термальные источники (до 80°С) в окрестностях холмов Эвганей.

Район холмов Эвганей, так же как и расположенный к северо-западу от него низкогорный массив Беричи, с конца олигоцена находился в континентальных условиях и подвергался процессам денудации. За это время (более 30 млн. лет) первично-тектонический рельеф экструзивных куполов претерпел, разумеется, определенные изменения: процессами эрозии были отчленены от основного массива его периферические части, выработаны три уровня поверхностей выравнивания (на абс. высотах 35—50, 100 и 200 м). Однако в целом олигоценый купол прекрасно выражен в рельефе и сохранил все свои специфические черты. Мы привели этот частный, но яркий пример для того, чтобы показать несостоятельность оценок некоторыми исследователями времени, необходимого для полного денудационного среза даже крупных горных сооружений типа Кавказа (10 млн. лет, по мнению А. Е. Кривоуцкого, 1971).

* * *

Подводя итоги, можно констатировать, что установленные при помощи анализа геоморфологической позиции интрузивных тел величины денудационного среза оказываются значительно меньшими, чем это предполагалось ранее. Рассмотренные в качестве примеров районы довольно разнообразны по структурным и климатическим условиям и, хотя и не могут считаться эталонными, все же достаточно типичны. Учитывая это, можно утверждать, что денудационный срез междуречий в условиях низко- и среднегорий за конец мезозоя — кайнозой редко превышал 1 км, а чаще всего находился в пределах сотен м. Этот вывод косвенно подтверждается и наличием на междуречных пространствах ряда районов СССР прекрасно сохранившихся мезозойских поверхностей выравнивания и кор выветривания, слабо или почти не затронутых позднейшими денудационными процессами.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1956.
- Ананьев Г. С. Рубежи активизации геоморфологических процессов «Вопр. геоморфологии» (Мат. Моск. фил. Геогр. о-ва СССР). Тезисы докл., М., 1974.
- Багдасарян Г. П., Лебединский В. И. Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма. «Докл. АН СССР», т. 173, вып. 1, 1967.
- Билибин Ю. А. Петрография Алдана. Послужные интрузии Алданского района. Избр. тр., т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бронгулеев В. В., Муратов В. М. Опыт определения объема денудации в горах морфометрическим способом. «Геоморфология», № 1, 1976.
- Воскресенский С. С. Геоморфология СССР. М., «Высшая школа», 1968. Геология СССР, т. VIII, Крым. М., «Недра», 1969.
- Герасимов И. П. Пятигорские «лакколиты» и происхождение Кавказских минеральных вод. «Геоморфология», № 3, 1974.
- Дембо Т. М. Молодые гипабиссальные граниты низовьев р. Унды в Восточном Забайкалье. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 1, 1944.
- Долгушин И. Ю. Геоморфология западной части Алданского нагорья. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Кривоуцкий А. Е. Жизнь земной поверхности (Проблемы геоморфологии). М., «Мысль», 1971.
- Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1969.
- Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П. Физические свойства и вещественный состав изверженных пород Горного Крыма. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Левитан Г. М. Некоторые критерии комагматичности позднемиловых — кайнозойских интрузивных и эффузивных образований Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. Сб. ст. по геологии и гидрогеологии, вып. 7. М., «Недра», 1969.
- Лучицкий В. И. Петрография Крыма. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973.

- Милановский Е. Е., Хайн В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.
- Павлинов В. Н. Формы и механизм образования малых интрузий типа лакколитов. М., Изд. Моск. геологоразв. ин-та, 1949.
- Растворова В. А. Формирование рельефа гор. М., «Наука», 1973.
- Рудик К. Н. Вулкано-плутонические формации цепи Черского (Северо-Восток Азии). М., «Наука», 1966.
- Соболев Н. Д., Лебедев-Зиновьев А. А., Назарова А. С. и др. Неогеновые интрузии и докембрийский фундамент р-на Кавказских минеральных вод. «Тр. ВИМС», вып. 3 (новая серия). М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Спиридонов А. И. Методы определения величины денудационного среза. В сб. «Вопр. геоморфологии» (Мат. Моск. фил. геогр. о-ва СССР). Тез. докл. М., 1974.
- Строение континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным). «Тр. ВСЕГЕИ», вып. 21. Л., 1974.
- Фирсов Л. В. Абсолютные датировки изверженных пород Крыма в качестве реперных образований для байоса. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 4, 1963.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными областями (сравнительная тектоника древних платформ). Ст. 3. Избр. тр., т. 1. М., «Наука», 1964.
- Шевченко В. К. К истории формирования Эльконского сводово-горстового поднятия. Сб. ст. по геологии и гидрогеологии, вып. 7. М., «Недра», 1969.
- Шевченко В. К. Роль магматизма в формировании морфоструктур горных областей. Автореферат канд. дис., МГУ, 1971.
- Шукин И. С. Общая геоморфология. т. 2. М., изд-во МГУ, 1964.

Институт географии
АН СССР;
Второе гидрогеологическое
управление Министерства
геологии СССР

Поступила в редакцию
12.III.1976

MAGMATIC BODIES AND PROBLEM OF DENUDATION CUT-OFF

N. S. BLAGOVOLIN, V. K. SHEVCHENKO

Summary

Practice of special studies at some regions of the USSR (e. g. Northern Caucasus, Crimea, Aldan Plateau, Transbaikalian area, Far East) showed that magmatic bodies can be used for estimation of the thickness of the layer of denudation. It is necessary also to take into consideration that intrusive bodies with holocrystalline texture can be formed near the Earth's surface, and bodies of prophyritic medium-grained and micrograined texture—quite close to it. Within the studies middle and high mountain regions the lowering of interfluvial surface by denudation most often is about few hundred meters, and seldom exceeds one thousand meters.