

ПАРАДОКСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Введение

В настоящее время представления о темпах преобразования земной поверхности, обусловленные эндогенными и экзогенными процессами, существенно различаются у разных исследователей [1–5]. Современный облик рельефа Восточного Забайкалья, как считает подавляющее большинство геоморфологов, начал формироваться после окончания эпохи мел-палеогенового выравнивания [1, 3, 6–8]. Логика рассуждений, основанная на сложившихся представлениях об интенсивности эндо- и экзодинамических процессов, приводит их к выводу, что наиболее древними элементами геоморфологического этапа формирования земной поверхности в этом регионе являются фрагменты мел-палеогенового пенеплена, сохранившиеся на водораздельных пространствах горных сооружений, как объекты наиболее удаленные от речной линейной и попятной эрозии. Подтверждающие это мнение “доказательства” присутствуют практически во всех отчетах геологических исследований регионального, среднемасштабного и детального характера, а также в многочисленных частных и обобщающих работах, посвященных различным направлениям науки о Земле [9–15].

Древнейшие формы рельефа

Предмет нашего рассмотрения – пока немногочисленные факты, установленные на юге Восточного Забайкалья и не вписывающиеся, а скорее всего, противоречащие современным представлениям о темпах преобразования рельефа в этом регионе Сибири.

Возраст трахиандезитов жерловой фации вулкана Фараон (рис. 1), расположенного севернее пос. Старый Олов и бронирующего кристаллические породы северного борта Оловской впадины, составляет 188 ± 6 млн лет (проба № 1631/1, здесь и далее определение С.В. Рассказова, ИЗК СО РАН). К тому же вулкан фактически не потерял своего первичного облика с момента образования (рис. 2). Лавовый поток, стекавший по западному склону этого вулкана, достигает днища долины р. Олов, обрываясь к пойме невысоким террасовидным уступом. Трахиандезиты, отобранные в дистальном конце этой лавы, имеют возраст 104 ± 3 млн лет (проба № 1631/2).

Таким образом, получается, что вулкан Фараон сформировался в поздней юре, а склон и сама долина Олова сохранили свою морфологию с раннего мела, что отрицает не только существенный срез сверху земной коры за это время, но и декларируемое многими выравнивание сбоку за счет параллельного отступления склонов [1]. Предста-

вить, что здесь наблюдается селективно “откопанный” рельеф неправомерно. Во-первых, лавовый поток в подземных условиях не формируется; во-вторых, в поздней юре и раннем

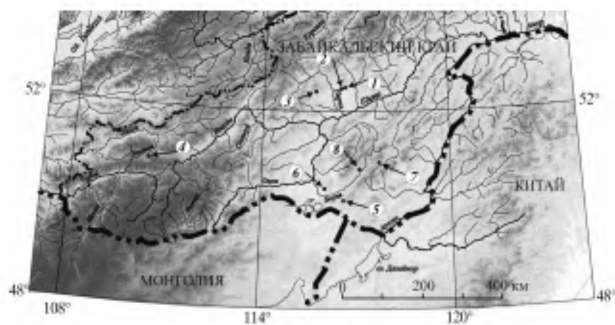


Рис. 1. Схематическая орогидрографическая карта Южного Забайкалья

1 – вулкан Фараон; пади: 2 – Булаг, 3 – Ерничная, 4 – Кумыхта, 5 – Кора-Хундуй; массивы: 6 – Адун-Челон, 7 – Акатуй, 8 – гора Змеевка

Рис. 2. Вулкан Фараон. На переднем плане село Старый Олов

Жерловая вулканическая фация: 1 – головная, 2 – боковая; 3 – потоки лавовые; 4 – пьедестал (а – гранодиориты, б – граниты, в – габбро-диориты)



мелу отложения значительной мощности приурочены главным образом к мезозойским впадинам с сохранившимися признаками бассейновой седиментации – фации береговых, прибрежных и донных осадков пресноводных озер; в-третьих, накопление в Забайкалье даже незначительных по мощности осадочных толщ с позднемелового времени до неогена не происходило [16].

Туфогенно-осадочные породы укुरейской свиты (J_3uk) прослеживаются на многие километры вверх по долинам, расчлняющим северный борт Оловской впадины, сложенный кристаллическими породами (рис. 1). В частности, субгоризонтально залегающие озерные туфопесчаники “затекают” по пади Булаг на 4 км севернее северо-западного борта Оловской впадины (рис. 3), доказывая, что долина-залив Булаг существует с доукурейского времени (более 160 млн лет). Иным путем такая картина могла возникнуть только в результате шарьяжного надвига кристаллического террейна на отложения укुरейской свиты при южном или юго-восточном стрессе и при условии последующего расчленения его фронтального уступа речной сетью до вскрытия горизонтально залегающих туфов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Однако здесь не установлена надвиговая структура ни в процессе геологосъемочных работ, ни в результате проведения большого объема буровых работ, осуществленных при разведке Оловского месторождения.

К основанию левого склона пади Ерничной (рис. 1) приурочен террасоувал высотой 15–20 м, сложенный эффузивами. Он возник и существует с конца триаса (абс. возраст трахиандезибазальтов 199 ± 6 млн лет, проба № 1882) (рис. 4). Таким образом, падь глубиной 200 м и, в частности, ее левый склон, бронированный лавой, возникли и сохранились с конца триаса.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что некоторые наблюдаемые формы рельефа сформировались в конце триаса. Очевидно, что эти элементы структуры морфологического ландшафта, являясь временными реперами, сдвигают рубеж между догеоморфологическим и геоморфологическим этапами рельефообразования Восточного Забайкалья в сторону более ранних геохронологических рамок, нежели период мел-палеогенового выравнивания.

Об этом же свидетельствует триасовый вулкан (рис. 1), расположенный на древней поверхности выравнивания высотой 1280 м, сохранившийся на правом водоразделе пади Кумыхта правого притока р. Энгорок (юго-запад Забайкальского края, бассейн р. Хилок). Его аппарат, представленный жерловой фацией, имеет облик невысокой

Рис. 3. Падь Булаг. Вид с северного бортового массива на юг, в сторону Оловской впадины

1 – северная окраина Оловской впадины, 2 – тектонический уступ борта впадины (граниты и гранитоиды протерозоя), 3 – “залив” туфопесчаников укुरейской свиты, 4 – граница распространения туфопесчаников





Рис. 4. Падь Ерничная. Террасоувал, сложенный базальтами, в основании левого склона. Отбор пробы для определения изотопного возраста

сопки (абс. отм. вершины 1336.7 м), бронирующей фрагмент реликтового пенеплена. Трахиандезитовая и андезит-дацитовая лава вулкана прослеживается по склону в вершину пади Попов Ключ. Таким образом, можно с достаточной уверенностью сделать вывод, что фрагмент поверхности выравнивания и верхняя часть склона долины р. Энгорок с

лавовым потоком сохранились с догерцинского времени (220 ± 20 млн лет, лаборатория Читинского геол. управления, определение А.Т. Саксина К-Аг методом).

Первичная поверхность выравнивания в Западной Европе имеет название “постгерцинский пенеплен” [14]. Вероятно, именно она прослеживается в Средней Азии, Западной и Восточной Сибири в осевых частях южного пояса горных сооружений – хребты Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Хамар-Дабана, достигая Забайкалья.

Приведенный фактический материал свидетельствует как об отсутствии денудационного среза верхней части земной коры во многие сотни метров (если не первые километры), так и выравнивания “сбоку” за мезо-кайнозойское время.

Вместе с тем в южных и юго-восточных провинциях Забайкальского края, характеризующихся существенно менее контрастным рельефом, более низкими отметками горных сооружений и относительно неглубокой расчлененностью, многие апикальные части разных по размерам субвулканических интрузивных тел поздней юры обнажены и срезаны.

В первом приближении оценить величину среза можно, анализируя строение интрузивного тела Адун-Челонского массива (рис. 1). Угол наклона его контакта с вмещающими породами составляет $45-50^\circ$. Он установлен при проходке скважины № 11-Б. Заложенная в пределах вмещающих пород в 20 м от границы купольно-кольцевой структуры, она вскрыла интрузивное тело на глубине 30 м. Рассчитанный угол наклона подтвержден также замерами трещиноватости пород в эндоконтактной зоне и характером линии пересечения границы интрузии с элементами рельефа местности.

Если восстановить апикальную часть в виде симметричной дуги, используя полученный угол наклона, то величина среза составит 2–3 км. Если же условно достроить апикальную часть массива Адун-Челон по пологой дуге, то величина среза составит не менее 250 м, а с учетом эрозионного расчленения интрузивного тела – более 500 м (рис. 5).



Рис. 5. Гипотетическое восстановление апикальной части Адун-Челонского массива гранитов верхней юры по пологой дуге

1 – граница апикали гранитного массива, 2 – минимальная высота срезанной части массива (более 250 м), 3 – современная высота скал-останцов над поверхностью равнины (250 м и менее)

Аналогичная ситуация наблюдается и на Акатуевском гранитном массиве (рис. 1). В приконтактной зоне пласты осадочных пород, вмещающих интрузию, “задраны” – результат внедрения интрузии на завершающей стадии ее застывания. Пластовые треугольники, отчетливо выраженные по северным и северо-западным румбам кольцевой структуры центрального типа, позволяют оценить угол наклона контакта в 40–45°. В этом случае мощность слоя денудационного среза также расположится в интервале от 0.2 до 2 км. Ясно, что с добавлением вмещающих пород, перекрывавших интрузивные тела (по аналогии с гранитным штоком в 4–5 км южнее пос. Курунзулай – гора Змеевка, рис. 1), величина среза верхней части земной коры при любых вариантах реставрации изменится только в большую сторону.

Очевидно, что полученная информация о выравнивании рельефа “сверху” однозначно свидетельствует о глубоком срезе земной поверхности за послееюрское время.

Динамичные формы рельефа

Особенности рельефа рассмотренных выше морфоструктур центрального типа показывают, что существенного выравнивания сбоку позднеюрского интрузивного тела не произошло. Четко выраженная в рельефе граница Адун-Челонского гранитного горного массива с плосковолнистой равнинной поверхностью, выработанной по складчатым структурам пермо-карбона, свидетельствует об отсутствии педиплена по периферии этой положительной морфоструктуры. Согласно темпам преобразования рельефа, декларируемым в [1], формирование его за счет параллельного отступания внешнего склона привело бы к выработке широкого пьедестала на гранитной основе даже при условии активизации рельефообразования не с мезозоя, а лишь в неотектонический этап, охватывавший последние 30–33 млн лет и наиболее ярко проявившийся в Байкальской рифтовой зоне [1, 17]. Здесь очевиден только селективный характер воздействия экзогенных процессов на коренной субстрат при общем выравнивании низкогогорного рельефа.

Широкие делювиальные шлейфы в нижней части склонов долин, расчленяющих низкогорные массивы Восточного Забайкалья (рис. 1), сложены преимущественно суглинками мощностью более 10–20 м (рис. 6). Их поверхности довольно часто рассматриваются как “педиментарные образования” (долинные педименты) [18, с. 53]. Конвергентный характер этих развивающихся форм рельефа зачастую затрудняет визуальную оценку их генезиса и для надежного определения требуются геологические исследования. Довольно часто оказывается, что здесь в результате денудации склоны вырабатывают более пологий поперечный профиль без расширения коренного ложа долины (выравнивание “сверху”).

Об отсутствии параллельного отступания склона пади Ерничной можно судить по приуроченности к его основанию упомянутого выше эффузивного террасовала, прислоненного к основанию левого склона и сформировавшегося 199±6 млн л. н. (рис. 1).

Вместе с тем, на юге и юго-востоке территории в пределах степного и лесостепного низкогорья и мелкосопочника отмечается большое количество долин с широкими подсклоновыми слабонаклонными поверхностями, образование которых



Рис. 6. Нерчинский хребет. Поверхность делювиального шлейфа склонов пади Кора-Хундуй (Борзинский район)

можно объяснить только параллельным отступанием выпукло-вогнутых склонов долин (выравнивание “сбоку”). Маломощные покровные супеси и суглинки, развитые на этих формах рельефа, содержат разнообразный и разновозрастный остеологический материал, древнейший из которого относится к эоплейстоцену (гиппарион). Спорово-пыльцевые комплексы наиболее ранних растительных ассоциаций, выделенные из отложений покровного плаща подсклоновых слабо наклоненных площадок, отвечают неогеновому времени (тургайская флора).

Следовательно, формирование педиментов шириной в первые сотни метров произошло за неоген-четвертичное время. Считается, что их образование свидетельствует о постоянстве базиса эрозии в этот временной интервал. Неотектоническая стабилизация обуславливает развитие как региональных, так и локальных поверхностей выравнивания различной степени завершенности. Именно здесь возникают условия для традиционного анализа генезиса и развития морфологических ландшафтов в пространственно-временной структуре рельефа земной поверхности этой территории.

Характер склонов долин в пределах низкогогорного рельефа свидетельствует, что на пространствах Восточного Забайкалья, сложенных одним и тем же комплексом горных пород можно видеть как выравнивание “сбоку” и формирование педиментов за неоген-четвертичное время, так и отсутствие параллельного отступления склонов даже за более продолжительный период.

Заключение

Таким образом, имеется определенное количество фактического материала, позволяющее сделать взаимоисключающие выводы как о выравнивании рельефа “сверху”, так и о выравнивании “сбоку”. По нашему мнению, в этом и заключается геоморфологический парадокс теории рельефообразования. Как правило, в антагонистических противостояниях рождаются идеи, в конечном итоге объединяющие эти противоречивые факты. Зачастую они оказываются следующим шагом, относящимся к более высоким ступеням познания. И только систематический и целенаправленный характер исследований в какой-то момент обеспечит реализацию возрастающего количества фактического материала в новом качестве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1974. 359 с.
2. Вдовин В.В. Основные этапы развития рельефа. М.: Наука, 1976. 270 с.
3. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: Изд-во МГУ, 1971. 229 с.
4. Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.
5. Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. 185 с.
6. Симонов Ю.Г. Основные этапы формирования рельефа и рыхлых отложений Забайкалья в кайнозое // Геология кайнозоя юга Восточной Сибири. Иркутск: ВосСНИИГГиМС, 1987. С. 33–34.
7. Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.
8. Корнутова Е.И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Шилка-Ононской области Забайкалья // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1984. № 693. С. 128–132.
9. Логачев Н.А., Зорин Ю.А. Строение и стадии развития Байкальского рифта // Тез. 27 Междунар. геол. конгресса. Москва, 4–14 августа 1984. Секц. 06, 07. М.: 1984. Т. 3. С. 302–303.
10. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 260 с.
11. Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. 182.

12. Романовский Н.Н. Основы криогенеза криосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
13. Золотарев А.Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. 120 с.
14. Проблемы экзогенного рельефообразования. Книга II. Поверхности выравнивания, аккумулятивные равнины, речные долины. М.: Наука, 1976. 320 с.
15. Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П. и др. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: ГЕО, 2007. 193 с.
16. Геологическая карта Читинской области. М-б 1:500000 / И.Г. Рутштейн, Н.Н. Чабан. М.: Изд-во МПГИТ, 1992.
17. Еникеев Ф.И., Старышко В.Е. Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. Чита: ЧитГУ, 2009. 370 с.
18. Уфимцев Г.Ф. Байкальская тетрадь. Очерки теоретической и региональной геоморфологии. М.: Науч. мир, 2009. 240 с.

ИПРЭК СО РАН, Чита

Поступила в редакцию
16.10.2012

GEOMORPHOLOGIC PARADOX OF THE EAST TRANSBAIKALIA

F.I. ENIKEEV

Summary

Isotope aging of volcanic plugs and lava flows, armouring contemporary landforms and fixating slopes of the valleys, proved that these forms haven't changed significantly since Triassic time. These facts move the boundary between so called geomorphologic and pregeomorphologic stages of relief formation in the Eastern Transbaikalia from the Cretaceous-Paleogene planation epoch to earlier times. However in this region there are many pediments which evidence a deep cut of the earth's surface leaving no possibility of the maintenance even of the Upper Jurassic landforms. The author considers this discrepancy as a geomorphological paradox of the East Transbaikalia relief formation.

УДК 551.435.36→556.557

© 2014 г. А.Ш. ХАБИДОВ, Л.А. ЖИНДАРЕВ, Е.А. ФЁДОРОВА, К.В. МАРУСИН

БЕРЕГОВАЯ ЗОНА КРУПНЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ (ст. 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА)¹

Введение

С.Л. Вендров, В.М. Широков, Н.И. Маккавеев, Г.Л. Мельникова, Б.А. Попов и другие исследователи в вышедшей в свет в 1972 г. коллективной монографии “Инженерно-географические проблемы проектирования и эксплуатации крупных равнинных водохранилищ”, сопоставляя особенности формирования берегов морей и озер с берегами водохранилищ, писали, что и на естественных, и на искусственных водоемах “...характер (берегоформирующих – авт.) процессов, обусловленных одинаковыми

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00615-а и № 11-05-10046-к) и Федеральной целевой программы “Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007–2013 гг.” (проект № 16.515.11.5075).