

УДК 532.321:550.312

СТАНОВЛЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

© 2014 г. Е. Х. Турутанов

Институт земной коры СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128
E-mail: tur@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 19.03.2013 г.

Рассмотрены причины возникновения локальных поднятий рельефа над гранитными массивами Монголо-Сибирской горной страны с позиций динамики их становления под действием архимедовой силы. Показано, что, по сравнению с другими возможными причинами, механизм образования “гранитного” рельефа в этом регионе за счет изостатического всплывания кислых интрузий наиболее вероятен.

Ключевые слова: *граниты, рельеф, всплывание, архимедова сила.*

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что массивам гранитов часто соответствуют положительные формы рельефа [11, 14, 17, 22, 30–32]. Подобная закономерность установлена в Скалистых горах США, в Центральном Казахстане, на Урале, средней и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке [1, 14, 15, 19, 25, 26 и др.]. Существуют в основном две точки зрения по поводу объяснения происхождения возвышенностей, сложенных гранитами. Одна группа исследователей считает, что возвышенности, сложенные гранитами, обязаны своим происхождением процессам селективной денудации, т. е. возвышенности являются останцами пород, сохраняющимися в силу своей исключительной прочности. При этом важную роль в становлении и развитии горного рельефа, по их мнению, играет броня экзоконтактных пород интрузий [16, 22 и др.].

По мнению других, решающее значение в образовании подобных форм рельефа принадлежит давлению гранитных массивов вверх, продолжающемуся после их внедрения и застывания [14, 31–34 и др.]. Предполагаются различные причины подобного движения. Иногда большое значение придается клиновидной форме интрузивных тел, за счет которой они могут выскальзывать по трещинам под действием тангенциальных движений [20, 25, 26 и др.]. Иногда подъем интрузий объясняется сравнительно неглубоким залеганием зон относительного разуплотнения, располагающихся внутри земной коры на глубине 8–14 км [3, 12, 14, 15 и др.]. По существу, в данном случае предполагается продолжение процесса гранитизации, приводящего к увеличению масс на глубине, и, как следствие этого, – к выталкиванию застывшей ранее гранитной пробки [13]. Некоторые исследователи объясняют образование положительных форм рельефа над гранитами изостатическим всплыванием последних [21, 24, 31 и др.].

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

На основе интерпретации многочисленных гравиметрических данных нами получены представления о форме и размерах гранитных плутонов Монголо-Сибирской горной страны [27, 28]. Эти тела, за редким исключением, уплощены по вертикали. Кроме этого они вытянуты по определенным горизонтальным направлениям, что связано с их внедрением в зоны разломов. Типичные размеры вертикальных сечений этих плутонов в местах их раздувов составляют от 5×10 до 11×20 км. Подводящие магму каналы нигде не фиксируются. В отдельных местах наблюдается приблизительное соответствие между формой и положением интрузий и крупными складчатыми структурами вмещающих их пород, что позволяет полагать, что при своем внедрении они использовали не только разломы, но и межформационные границы. Как правило, этим гранитным плутонам соответствуют положительные формы рельефа.

Попытаемся рассмотреть причины возникновения локальных поднятий над гранитными массивами Монголо-Сибирской горной страны с позиций динамики становления последних под действием архимедовой силы, т. е. ответить на вопрос: может ли изостатическое всплывание уже затвердевшего интрузивного тела служить рельефообразующим фактором в районе того или иного плутона? На наш взгляд, этот механизм является наиболее вероятным в исследуемом регионе по следующим причинам: во-первых, селективная денудация как фактор рельефообразования маловероятна, так как, если исключить некоторые мономинеральные ультрабазиты, например, пироксениты, можно считать, что почти все кристаллически зернистые интрузивные породы значительно быстрее и на большую глубину поражаются агентами денудации, нежели окружающие их эффузивные породы и кристаллические сланцы [1, 7, 26]; во-вторых, гипотеза “выдавливания” требует обязательной клиновид-

ной формы интрузий, которая, судя по гравиметрическим данным [27, 28], вообще не свойственна гранитным массивам Монголо-Сибирской горной страны; в третьих, для районов мезозойской активизации продолжение в настоящее время гранитизации на глубине 8–14 км маловероятно [12].

Основным недостатком гипотезы изостатического всплывания некоторые исследователи [15] считают неспособность архимедовой силы поднять горный массив на высоту 500–800 м, наиболее характерную (как они полагают) для малых форм гранитного рельефа. Эти превышения оцениваются, как правило, по максимально высоким отдельным вершинам, высоты которых не типичны для всей площади выходов гранитной интрузии на земную поверхность. Обычно рельеф здесь сильно расчленен эрозией. Автор же считает, что если поднятие гранитного массива после кристаллизации рассматривать как движение единого тела, то превышение его поверхности над окружающей территорией нужно подсчитывать как среднюю величину, учитывая существование как относительно повышенных, так и относительно пониженных участков. Подсчет такого среднего удобно выполнять, используя равномерную геометрическую сеть снятия высот. При таком подходе средние превышения интрузий над окружающими породами оказываются значительно меньшими.

Автором были определены средние высоты по площади выходов Абдарьинского (Монголия) и Саханайского (Россия) гранитных массивов и сопоставлены со средними высотами окружающих их территорий, не вовлеченных в зону поднятия интрузий. Сопредельные территории выбирались вне пределов проекций на дневную поверхность подземных частей массивов, определенных по гравиметрическим данным. Площадь выходов Абдарьинского массива составляет около 80 км². Примерно такая же площадь рассмотрена в окружении массива. Средние высоты вычислялись по 45 значениям для массива и по 65 – для сопредельной площади. Для Саханайского интрузива соотношение площадей осреднения составило 25 км² (выходы) и 60 км² (прилегающие территории), и проводилось по 20 и 54 значениям, соответственно.

Оказалось, что средние превышения указанных гранитных массивов над сопредельными районами составляют 270 м для Абдарьинского и 200 м для Саханайского, хотя по максимальным высотным отметкам эти параметры достигают в обоих случаях 500 м.

Оценим теперь предельно возможную высоту изостатического поднятия массива горных пород над вмещающими их толщами. Ее можно определить с помощью соотношения:

$$h_{\max} = \frac{\Delta\rho}{\rho} H, \quad (1)$$

здесь h_{\max} – искомая высота; H – мощность интрузива, ρ – плотность вмещающих пород, $\Delta\rho$ – разница в плотностях интрузии и вмещающих толщ (имеется в виду современное значение разности, когда массив уже кристаллизовался). Поскольку для Абдарьинского массива $H = 10^6$ см, $\rho = 2.67$ г/см³, $\Delta\rho = 0.1$ г/см³, то величина его максимально возможного поднятия над окружающей местностью под действием архимедовой силы, найденная по формуле (1), оказывается равной $h = 374$ м. Максимально возможное превышение для Саханайского массива составило 336 м. Сравнивая эти величины со средними превышениями указанных массивов над окружающей местностью, видим, что средние превышения массивов не превосходят изостатически максимально возможные величины. Следовательно, наблюдаемые превышения малых форм “гранитного” рельефа на исследуемой территории не противоречат соображениям изостазии, а всплывание твердого интрузивного тела под действием архимедовых сил вполне может служить главным рельефообразующим фактором.

МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ

Попытаемся количественно оценить динамику “роста” гранитного рельефа с учетом размеров интрузий, установленных по гравиметрическим данным, и физических свойств горных пород. С этой целью интрузивные породы моделируем как вертикальный жесткий цилиндр, всплывающий во вмещающих толщах как в вязкой жидкости.

В прямоугольной системе координат, начало которой совмещено с поверхностью Земли, ось Z направим по вертикали вниз. Всплывающее тело (вертикальный цилиндр) будет находиться в состоянии статического равновесия при условии равенства нулю суммы всех сил, приложенных к нему. В рассматриваемом случае это будут вес тела P и нормальная статическая реакция жидкости $F_{\text{выт.}} = -\rho_{\text{жс}} g S \xi$, где $\rho_{\text{жс}}$ – плотность жидкости, g – ускорение силы тяжести, S – площадь поперечного сечения тела, ξ – высота погруженной части. Условие статического равновесия такого цилиндра имеет вид:

$$P - \rho_{\text{жс}} g S \xi = 0, \quad (2)$$

Рассмотрим случай, когда к моменту затвердевания массив успел всплыть только до земной поверхности без образования купола.

В этот момент времени тело не достигает положения статического равновесия на величину Z по вертикальной оси и обладает скоростью $V_0 = -\dot{Z}$, направленной вверх. Движение тела может быть в данном случае описано дифференциальным уравнением:

$$M\ddot{Z} = P - \rho_{\text{жс}} g S (\xi + Z) - \alpha \dot{Z},$$

где $\alpha \dot{Z} = 6\pi\eta R \dot{Z}$ – сила вязкого трения, α – нормальная статическая реакция жидкости, M – масса тела, R – его радиус, η – вязкость жидкости, $\rho_{\text{жс}} g S (\xi + Z) = \rho_{\text{жс}} g V$.

Это уравнение, учитывая (2), удобно представить в виде

$$\ddot{Z} + 2n\dot{Z} + K^2Z = 0, \quad (3)$$

где $n = \frac{\alpha}{2M}$, $K = \sqrt{\frac{\rho_{жс}gS}{M}}$.

Известно, что решением такого уравнения будут являться корни соответствующего характеристического уравнения: $\lambda^2 + 2n\lambda + K^2 = 0$, которые определяются как:

$$\lambda_{1,2} = -n \pm \sqrt{n^2 - K^2}. \quad (4)$$

Так как в рассматриваемом случае трение весьма велико, то $n > K$, следовательно, корни λ_1 и λ_2 являются вещественными и отрицательными, а уравнение движения тела, как известно, принимает следующий вид: $Z = C_1 e^{\lambda_1 t} + C_2 e^{\lambda_2 t}$.

Полагая, что при $t = 0$, $Z = Z_0$ и $\dot{Z} = \dot{Z}_0$ из этого уравнения получим уравнение движения тела в виде:

$$Z = \frac{1}{\lambda_1 - \lambda_2} \left[(\lambda_1 Z_0 - \dot{Z}_0) e^{\lambda_2 t} - (\lambda_2 Z_0 - \dot{Z}_0) e^{\lambda_1 t} \right] \quad (5)$$

Рассмотрим корни этого уравнения. Поскольку λ_1 – величина большая отрицательная и входит в показатель экспоненты, последняя стремится к 0. Напротив, λ_2 – величина чрезвычайно малая. Поэтому оказалось, что для ее вычисления подкоренное выражение в (4) необходимо разложить в биномиальный ряд Ньютона в виде:

$$n \left[1 - \frac{K^2}{n^2} \right]^{\frac{1}{2}} = n - \frac{1}{2} \frac{n \cdot K^2}{n^2} = n - \frac{K^2}{2n},$$

ограничиваясь при этом двумя первыми членами ряда, т. к. последующими можно пренебречь вследствие их малости ($n > K$ по условию). Вследствие этого λ_2 становится равным $-\frac{1}{2} \frac{K^2}{n}$. С учетом вышеизложенного о корнях уравнения (5) и принимая во внимание малость \dot{Z}_0 , уравнение движения тела можно записать в виде:

$$Z \approx Z_0 e^{\lambda_2 t} \quad (6)$$

Так как высота поднятия h верхней части цилиндра над вмещающей средой в произвольный момент времени есть $h = Z_0 - Z$, то (6) можно записать:

$$h = Z_0 (1 - e^{\lambda_2 t}), \quad (7)$$

это и будет уравнение движения интрузива под действием архимедовой силы с торможением за счет роста его части, возвышающейся над окружающей территорией.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

С помощью формулы (7) была вычислена теоретическая высота изостатического поднятия массива с такой же толщиной, как и у Абдарыинского, для интервала времени от 0 до 4 млн. лет. Ока-

залось, что если вязкость вмещающих толщ в районе становления гранитного рельефа составляет 10^{22} П, то интрузив за $3 \cdot 10^6$ лет способен подняться под действием архимедовой силы на высоту, составляющую 90% от максимально возможной изостатически (рис. 1). В данном случае мы воспользовались средним значением эффективной вязкости коры, так как полагаем, что в связи с “залечиванием” интрузивом зоны разлома, по которой происходило движение, и с уменьшением теплового потока после окончания эндогенных процессов в позднем мезозое, эффективная вязкость коры должна увеличиваться до ее нормального значения. В приведенных расчетах рассматривался предельный случай, когда в процессе движения интрузива сила вязкого трения оставалась постоянной. Однако в результате подъема гранитного тела над земной поверхностью эта сила должна уменьшаться, что может привести к некоторому увеличению скорости движения интрузива.

На поднимающуюся часть интрузива должны действовать эрозионные агенты, понижающие ее высоту. В принципе, скорость срезания рельефа может оказать заметное влияние на развитие его положительных форм.

Известно, что скорость денудации можно оценить по величине твердого стока [4]. Для Центральной Монголии она составляет 0.01–0.02 мм/год [9], что неплохо согласуется с аналогичными величинами для Прибайкалья и Забайкалья, равными 0.01–0.04 мм/год [6, 11]. Сравнивая эти скорости линейной денудации для Монголо-Сибирской горной страны с данными для других горных регионов [5, 8, 18, 10, 23, 33, 35], видим, что они являются величинами одного порядка и составляют в среднем 0.02 мм/год. Это значение скорости денудации и было принято для дальнейших расчетов.

Поскольку интрузив движется с замедлением, то по прошествии определенного времени скорость его движения окажется равной скорости денудации. Представляется интересным оценить этот промежуток времени. Продифференцировав уравнение (6), найдем скорость поднятия массива:

$$\dot{Z} = -Z_0 \lambda_2 e^{\lambda_2 t}.$$

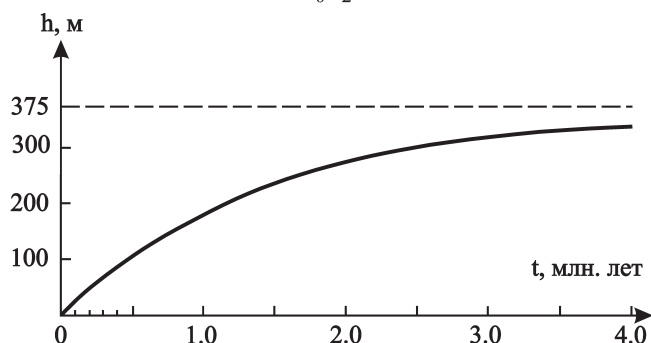


Рис. 1. График скорости роста надземной части интрузива с толщиной 10 км.

Поскольку скорость денудации V_D принимается постоянной, искомая величина определяется из равенства: $V_D = Z_0 \lambda_2 e^{\lambda_2 t}$, откуда $t = \frac{1}{\lambda_2} \ln \frac{V_D}{Z_0 \lambda_2}$.

Оказалось, что скорость всплывания станет равной скорости денудации по прошествии $2 \cdot 10^7$ лет. В этом расчете не учитывается общее уменьшение массы интрузии в результате денудации, которая обуславливает снижение выступающей части массива над вмещающими породами. Благодаря процессу денудации, статическое равновесие массива нарушается и происходит его дополнительное поднятие, за счет которого плавающая часть интрузива будет уменьшаться. В итоге превышение плутона над окружающей местностью после достижения предельной величины станет понижаться. Этот процесс будет протекать крайне медленно, так как отношение между общей мощностью интрузива и высотой выступающей его части, оцененной по формуле (1), приближенно оценивается как 1:30. То есть с учетом изостатического всплывания скорость понижения высоты рельефа над интрузивом составит 0.001 мм/год или 1 м/млн. лет. Следовательно, за все время существования рассматриваемых плутонов (130–150 млн. лет) их общее превышение могло понизиться всего на 130–150 м, а вертикальная толщина уменьшиться на 4–4.5 км.

Изложенное справедливо для тех плутонов, которые образовали положительные формы рельефа и подверглись процессу денудации уже в конце мезозоя. Благодаря существованию купола, сложенного контактово-измененными породами (роговиками), вскрытие денудацией гранитных тел типа Абдарыинского массива и начало потери аномальных масс может относиться к гораздо более позднему времени. Нетрудно увидеть, что если купол существовал уже в конце кристаллизации магмы, то соответствующая ему положительная форма рельефа за счет денудации и всплывания плутона будет поддерживаться более длительное время. Высота его будет уменьшаться крайне медленно, со скоростью, в 30 раз меньшей, чем скорость линейной денудации.

Все приведенные расчеты относятся к теоретическому случаю, когда тело гранитов может без помех всплывать до предельной высоты, определяемой изостатическим соотношением (1). Фактически же из-за конечной прочности горных пород эта предельная высота может быть никогда не достигнута. Действительно, средние превышения Абдарыинского и Саханайского массивов, как было показано выше, на 104 и 136 м (соответственно) меньше их предельных теоретических значений. Если считать, что эта разница обусловлена конечной долговременной прочностью земной коры, то по формуле $\sigma = \Delta h \rho' g$, можно оценить величину долговременной прочности земной коры σ . Здесь Δh – различие между средними и теоретически вычисленными превышениями массивов (104 и 136 м);

ρ' – средняя плотность гранитов для исследованных массивов (2.57 г/см^3); g – ускорение силы тяжести (1000 см/с^2). Оказалось, что прочность земной коры в районах указанных массивов соответствует интервалу давлений от 27 до 35 кг/см². Необходимо отметить, что хотя эта величина определялась для локальных участков коры, по порядку она совпадает с величиной долговременной прочности литосферы, рассчитанной для ее крупных участков по значениям изостатических аномалий Е.В. Аргюшковым [2] и С.А. Ушаковым и М.С. Крассом [29].

ВЫВОДЫ

Уплощенная по вертикали форма большинства гранитных массивов Монголо-Сибирской горной страны, установленная по гравиметрическим данным, может быть объяснена растеканием магмы в стороны при возникновении препятствия для ее продвижения вверх. Таким препятствием может быть купол, образованный во вмещающих породах, который уравнивает давление магмы. Кроме того, растеканию магмы в стороны может способствовать наличие межформационных разделов.

Исследованы параметры всплывания гранитных массивов сквозь вмещающие породы после кристаллизации интрузивов с образованием положительных форм рельефа. После кристаллизации гранитов, слагаемые ими крупные тела могут продолжать движение вверх под действием архимедовой силы. Скорость такого движения за счет роста выступающей части интрузии уменьшается по экспоненциальному закону, однако в течение длительного интервала времени она остается больше скорости денудации, оцениваемой по величине твердого стока. Этим может быть объяснено существование над гранитными массивами Монголо-Сибирской горной страны локальных положительных структурных форм рельефа.

Среднее превышение массивов над окружающими территориями, даже для наиболее крупных из них, остается несколько меньше, чем это требует соблюдение полной изобарии на уровне подошвы плутона. Из этого можно заключить, что имеется какой-то конечный предел прочности верхней части земной коры, который препятствует свободному всплыванию гранитных масс. Этот предел прочности оценивается в $27\text{--}35 \text{ кг/см}^2$, т. е. по порядку он соизмерим с долговременной прочностью литосферы, вычисленной по изостатическим аномалиям на больших территориях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьев Г.С., Каревская И.А.* Роль выветривания и селективной денудации в формировании обособленных гранитных массивов // Чита: Зап. Забайкальск. фил. Геогр. об-ва СССР. Вып. 151., 1970. С. 15–22.

2. *Артюшков Е.В.* Об установлении изостатического равновесия земной коры // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1967. № 1. С. 3–16.
3. *Бороздин Б.Г., Семакин В.П.* Об избирательном поднятии гранитных массивов Казахстана и Алтая // Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. С. 251–261.
4. *Борсук О.А., Спаская И.И., Тимофеев Д.А.* Вопросы динамической геоморфологии // Геоморфология. М.: ВИНТИ, 1977. С. 5–41.
5. *Бронгулеев Б.М., Муратов В.М.* Опыт определения объема денудации в горах морфологическим способом // Геоморфология. 1976. № 1. С. 44–50.
6. *Воробьев В.Т.* Скорости денудации Прибайкалья и Забайкалья // Вопросы геоморфологии. М.: Моск. фил. Геогр. об-ва СССР, 1974. С. 58–60.
7. *Зорина В.С., Скублова Н.В.* Значение литологического и тектонического факторов при образовании островных гор Северного Прибайкалья // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. С. 136–138.
8. *Костомарова В.А.* Скорость врезания рек на юге Дальнего Востока // Вестн. МГУ. География. 1974. № 6. С. 67–71.
9. *Кузнецов Н.Т.* К познанию денудации на примере гор Центральной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1972. № 1. С. 25–35.
10. *Лаврентьев А.И.* Использование показателей твердого стока Енисея в геологических целях // Геология и геофизика. 1968. № 3. С. 125–129.
11. *Лапердин В.К., Тржцицкий Ю.Б.* Экзогенные геологические процессы и сели Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. 101 с.
12. *Леонтьев А.Н., Диденко М.И.* О соотношении металлоносных калиевых гранитов и пегматитовых полей с элементами блоковой структуры Центральной Калбы // Металлогенетические и геологические исследования. М.: ИЛРЭ, 1973. Вып. 4. С. 41–50.
13. *Летников Ф.А., Бальшев С.О., Лашкевич В.В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
14. *Лишневский Э.Н.* Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования // Геотектоника. 1965. № 3. С. 77–85.
15. *Лишневский Э.Н., Шевченко В.К., Бронгулеев В.В. (мл.)* Геологические признаки и проблемы постмагматического поднятия гранитов (на примере Нижнего Приамурья и Западного Приольхонья) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 93–101.
16. *Минина Е.А., Борисов В.А.* Кольцевые и купольные морфоструктуры (на примере Алтае-Саянской горной страны) // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. С. 47–51.
17. *Овандер М.Г.* Анализ локальных морфоструктур Верхоянских гор // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. С. 212–213.
18. *Патык-Кара Н.Г., Воронцова Л.А.* Геолого-геоморфологические критерии определения денудационного среза оловорудных месторождений // Вопросы геоморфологии. М.: Моск. фил. Геогр. об-ва СССР, 1974. С. 52–53.
19. *Сваричевская З.А.* Горы, их образование и классификация // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. С. 20–25.
20. *Сваричевская З.А., Скублова Н.В.* О природе островных гор Центрального Казахстана // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. С. 131–135.
21. *Скублова Н.В., Зайлин Б.С.* О кольцевых морфоструктурах Северного Прибайкалья // Вестн. ЛГУ. Сер. Геол. и геофиз. 1969. Вып. 2, № 12. С. 139–150.
22. *Соловьев В.В.* Морфоструктуры центрального типа в горных странах и их классификация // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. С. 42–46.
23. *Титов Э.Э., Воскресенский И.С.* О темпах денудации горных стран Черского, Колымской и Приохотской (Северо-Восток СССР) // Теоретические и прикладные вопросы географии. М.: МГУ, 1971. С. 89–90.
24. *Тихомиров В.Г.* Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М.: Недра, 1975. С. 128–137.
25. *Том В.Т.* Поднятие клиньев и их тектоническое значение // Земная кора. М.: ИЛ, 1957. С. 379–386.
26. *Трифонов В.П., Влох И.П., Алейников А.Л. и др.* Явление выдавливания гранитных массивов на Урале // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179, № 1. С. 169–170.
27. *Турутанов Е.Х.* Морфология мезозойских гранитных плутонов Монголии по гравиметрическим данным. Иркутск: НИ ИрГТУ, 2012. 223 с.
28. *Турутанов Е.Х., Зорин Ю.А.* Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 60 с.
29. *Ушаков С.А., Красс М.С.* Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972. 155 с.
30. *Федорович Б.А.* О четырех малоизученных проблемах морфоструктуры горных стран // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. С. 25–29.
31. *Худяков Г.И.* О происхождении горных хребтов в южной части Дальнего Востока // Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1965. С. 144–150.
32. *Bankwitz P.* Magmentektonische Aspekte der Intrusion des Erzgebirgeplutons // Geolog. und Geophys. Veroff. 1975. R. III, № 36. P. 48.
33. *Marchand D.E.* Rates and modes of denudation, White Mountains, Eastern California // Amer. J. Sol. 1971. V. 270, № 2. P. 109–135.
34. *Pitcher W.S.* On the rate of emplacement of batholiths // J. Geol. Soc. Lond. 1975. № 6. P. 587–591.
35. *Ritter D.F.* Rates of denudation // J. Geol. Educ. 1967. V. 15, № 4. P. 154–159.

Рецензент Г.Б. Ферштатер

Formation of granite intrusions and relief

E. Kh. Turutanov

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS

The origins of local topographic uplifts above granite massifs within the Mongolia-Siberia region in terms of dynamics of their formation under the effect of buoyant force is considered. It has been shown that the mechanism of formation of granite relief in this region is most likely related to isostatic emersion of acid intrusions as compared to other probable causes.

Key words: *granites, relief, emersion, buoyancy.*