

Состав и морфология крупных плотностных неоднородностей земной коры — фактор влияния на сейсмическую активность

Е.Х.ТУРУТАНОВ (Учреждение Российской академии наук Институт земной коры СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128)

Установлено, что крупные плотностные неоднородности земной коры базитового состава Байкальской горной области, форма и размеры которых определены в результате интерпретации гравиметрических данных, отличаются минимальной сейсмической активностью по сравнению с гранитизированными блоками, механическая прочность которых снижается за счет внедрения гранитных интрузий. К таким блокам приурочено большинство гипоцентров землетрясений.

Ключевые слова: гравиметрия, земная кора, интрузия, сейсмичность.

Турутанов Евгений Хрисанфович, tur@crust.irk.ru

Composition and morphology of large density inhomogeneities in the Earth's crust as an influence on seismic activity

E.Kh.TURUTANOV

It has been found that large density inhomogeneities in the basite crust of the Baikal mountain system whose shape and size were determined from the gravimetric data interpretation are of minimal seismic activity as compared to granitized blocks, which show decrease in their mechanical strength due to granite intrusion and to which most of the earthquake hypocenters are confined.

Key words: gravimetry, Earth's crust, intrusion, seismicity.

Корреляция различных характеристик физических полей с сейсмической активностью исследованы в Прибайкалье довольно детально [1, 2, 5, 6, 7, 13, 14 16]. Однако установлены только крайне слабые связи между упомянутыми величинами [8]. Следовательно, использованные тектонофизические параметры физико-геологической среды не могут служить основой совершенствования количественных методов оценки сейсмической опасности.

Исследователи считают, что сейсмичность вызвана не физическими полями как таковыми, а непосредственно физико-геологической средой, в частности, крупными плотностными неоднородностями, генерирующими эти поля. Плотностные неоднородности выделяются в основном вещественным составом и геометрическими особенностями слагающих их литологических комплексов, поэтому и искомые связи необходимо выявлять между сейсмичностью и указанными параметрами физико-геологической среды.

Иными словами, есть все основания предполагать, что одним из способов оценки параметров долговременной средней сейсмичности является установление связи последней с глубинной геометрией и составом крупных плотностных неоднородностей верхней части земной коры. Морфология крупных неоднородностей, как показали геофизические ис-

следования Байкальской горной области, достаточно надежно устанавливается с помощью инверсии потенциальных полей, в частности, гравиметрического [11, 12].

Достоверность предложенного подхода была проверена следующим образом. На структурную схему (рис. 1), полученную в результате интерпретации данных гравиметрической съемки среднего масштаба, проведенной в бассейне рек Сьюльбан, Конда и Намаракит (Витимо-Олёкминская горная страна Байкальской горной области) [13], с использованием данных Байкальского филиала ГС СО РАН (<http://www.seis-bykl.ru>) нанесены эпицентры сейсмических событий, начиная с энергетического класса 8, которые имели место в 1966—1975 и 2000—2011 гг. включительно.

Следует обратить внимание на то, что слабые (К 8—11) землетрясения преимущественно приурочены к области развития гранитов на глубине. В контуры этой области попадает 70% слабых землетрясений. Точность локации таких эпицентров не выше ± 5 км. Если считать, что эпицентры, удаленные от границ области развития гранитов на расстояние, не превышающее приведенную величину, также принадлежат этой области, то можно говорить о принадлежности к ней 90% землетрясений.

По-видимому, внедрение палеозойских гранитов создало механическую неоднородность земной коры, что привело к снижению ее прочности по сравнению с блоками, где гранитов на глубине нет. Возможно поэтому разрывы, с которыми связаны землетрясения, развиваются в этом районе под действием поля

тектонических напряжений преимущественно на участках развития гранитов (см. рис. 1).

Естественно, в общем случае природа механических неоднородностей в земной коре не исчерпывается только присутствием гранитных тел. Ее могут создавать и другие крупные геологические образова-

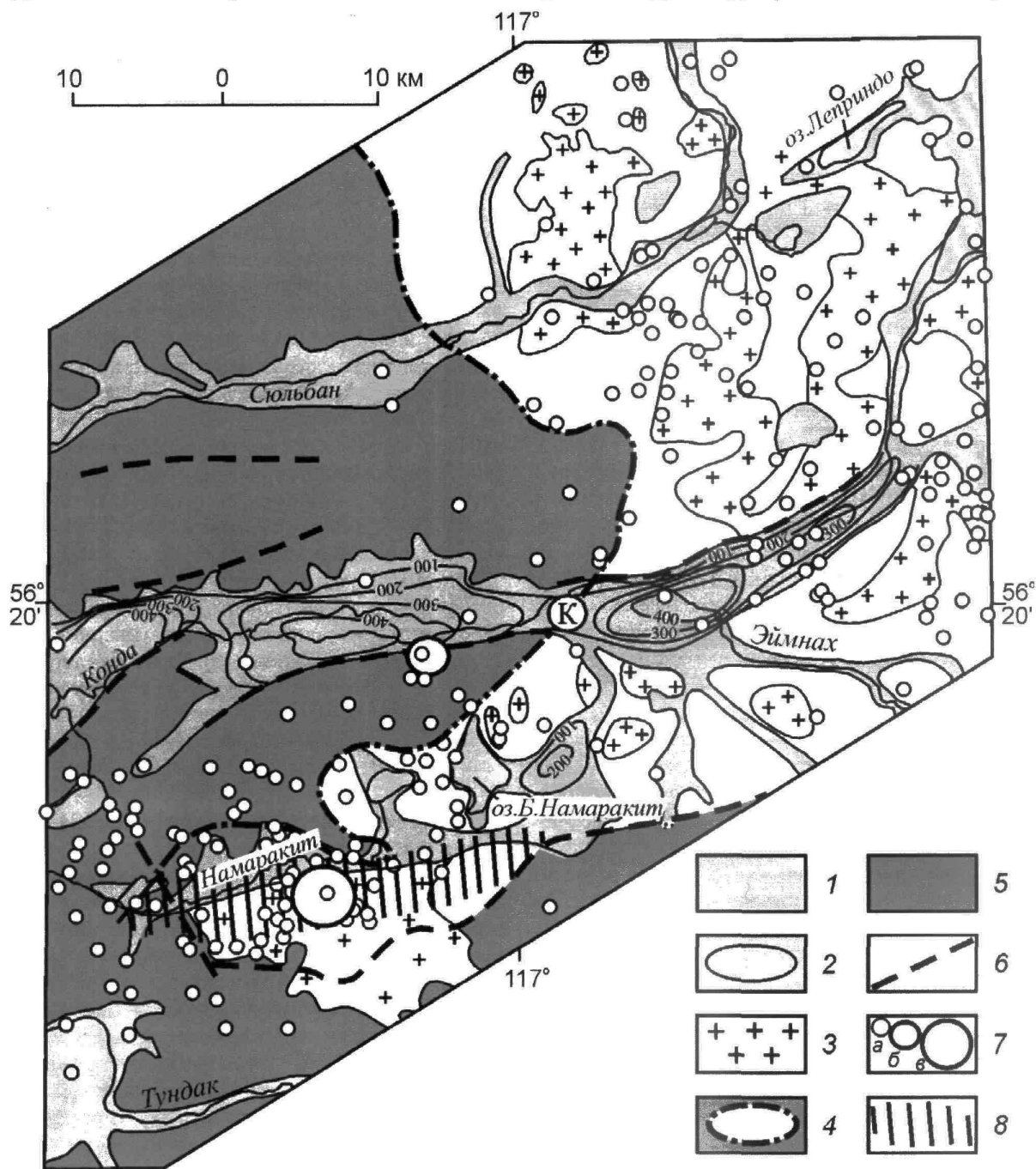


Рис. 1. Структурная схема бассейнов рек Сюльбан, Конда и Намаракит. По работе [13] с изменениями:

1 — кайнозойские отложения; 2 — изопакиты кайнозойских отложений (в м); 3 — выходы палеозойских гранитов; 4 — область развития палеозойских гранитов на глубине под вмещающими породами; 5 — докембрийские образования вне области развития гранитов на глубине; 6 — разломы по гравиметрическим данным; 7 — эпицентры землетрясений [3, 4], зарегистрированные в 2000—2011 гг., энергетические классы (К): а — 8—11; б — 14; в — 17 — (Муйское); 8 — плейстоценовая область Муйского землетрясения по сейсмогеологическим данным [9]; К — Кондинская впадина

ния. Вполне можно допустить, что в обширных зонах развития гранитов (например, таких как Ангаро-Витимский батолит) плотностные неоднородности, снижающие общую прочность коры, будут представлены провесами кровли гранитов.

В рассматриваемом районе в 1957 г. произошло одно землетрясение энергетического класса 14 и одно — 17 (Муйское). Эпицентр землетрясения класса 14 не попадает в область развития гранитов и на первый взгляд тяготеет к разлому, ограничивающему Кондинскую впадину с юга (см. рис. 1). От края этой области он удален на расстояние около 5 км. Эпицентр землетрясения класса 17 (Муйское) попадает на западное замыкание Западно-Кондинской котловины за пределами площади съемки и расположен на удалении 12 км от края области развития гранитов (см. рис. 1). Обе последние цифры не выходят за пределы возможной точности определения местоположения эпицентра.

Район Муйского землетрясения (K 17) был обследован сейсмогеологическими методами, и по максимальному развитию сейсмодислокаций оконтурена его плейстосейстовая область [9]. Сопоставление этих данных со структурной схемой, составленной по результатам гравиметрических работ (см. рис. 1), показывает, что плейстосейстовая область почти полностью совпадает с осевой частью южной ветви гранитного массива, которому в гравитационном поле соответствует южная ветвь «залива» пониженных значений силы тяжести (рис. 2). Создается впечатление, что разлом, с которым связано землетрясение, возник вблизи оси этой сравнительно узкой неоднородности.

Катастрофическое Муйское землетрясение является редким событием, поэтому может возникнуть сомнение в закономерном характере приуроченности его плейстосейстовой области к гранитному массиву. В принципе, такое совпадение могло быть и случайным. Однако приуроченность к области развития гранитов большого количества относительно слабых землетрясений (K 8—11) свидетельствует о закономерном характере наблюдаемых соотношений. Возможно, что именно районы плотностных неоднородностей земной коры, особенно районы их сужения и выклинивания, — места наиболее опасные в сейсмическом отношении. И наоборот, участки земной коры, в структуре которых преобладают крупные массивы мафитовых пород, должны обладать большей прочностью, и, соответственно, меньшей сейсмичностью.

Для исследования возможной связи сейсмичности с плотностными неоднородностями основного состава, расположенными в верхней части земной коры, выбрана территория Приольхонья, хорошо изученная геофизическими методами, в частности, гравиметрическим [12]. По результатам интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных

для этой территории составлена схема глубинного строения. Оказалось, что породы основного состава, геологические выходы которых картируются на побережье Приольхонья, на глубине образуют крупный плутон, длина которого превышает 100 км при ширине 5—20 км. Плутон имеет сложную форму, и его нижняя граница расположена на глубине 4,0—7,5 км. По геофизическим данным [12], юго-восточная часть этого тела сброшена в акваторию озера на 0,5—5,0 км при формировании Байкальской впадины и скрыта под осадками и водой. Как и в случае исследования связи сейсмичности с плотностными неоднородностями коры гранитоидного состава, схема строения Приольхонья была сопоставлена с материалами по сейсмичности этого района. На рассматриваемую схему нанесены землетрясения, начиная с восьмого энергетического класса [3, 4]. Они условно разделены на три группы: очень сильные ($K \geq 17$), сильные (K 16—14) и слабые (K 13—8). Для построения карты поля эпицентров землетрясений Приольхонья использованы также данные Байкальского филиала ГС СО РАН (<http://www.seis-bykl.ru>). Кроме того, учтены эпицентры землетрясений, выявленные по палеосейсмическим данным работы [16] и материалы локальной сети сейсмических станций Бурятского филиала ГС СО РАН [10], расположенной в районе Центрального Байкала.

Картина эпицентрального поля на рис. 3 иллюстрирует известный вывод о затухании активности сейсмического процесса в северо-западном направлении от берега оз. Байкал [8]. Число землетрясений возрастает к северо-востоку от Бирхинского массива (см. рис. 3), где по гравиметрическим данным предполагается крупное нескрытое эрозией габброидное тело [12]. При сравнении рассматриваемых участков по степени неоднородности верхних 5—10 км земной коры северо-восточный участок при наличии базитового тела или ряда тел следует считать, по-видимому, более неоднородным, чем юго-западный. Эпицентры землетрясений на суше тяготеют к разрывным нарушениям второго порядка как северо-восточного, так и северо-западного направлений.

Если обратиться к той части основных массивов, которая по магнитометрическим данным [12] расположена в фундаменте оз. Байкал (см. рис. 3), то увидим, что от сопредельных участков фундамента оз. Байкал она отличается минимальной сейсмичностью. Действительно, к юго-востоку от контура проекции базитовых тел число эпицентров значительно возрастает, а размеры участков «молчания» малы и соизмеримы с точностью определения местоположения эпицентров. К юго-западу от предполагаемого окончания базитового плутона сейсмичность остается выше, чем в его пределах, хотя уровень ее несколько ниже, чем на юго-востоке. Особенность этого участка — наличие двух эпицентров землетрясений энергетических классов 16 и 14.

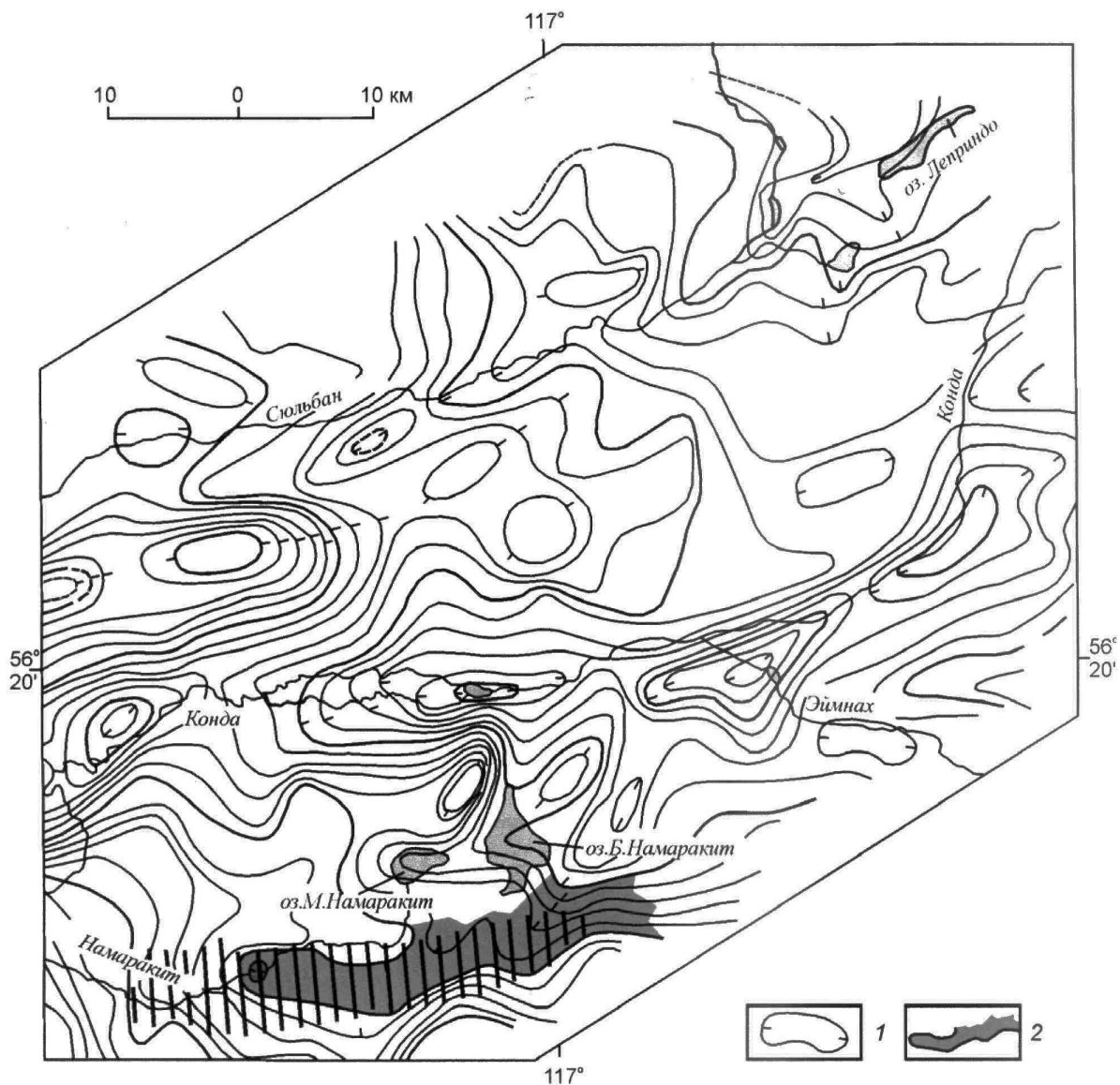


Рис. 2. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге бассейнов рек Сюльбан, Конда и Намаракит. Без оцифровки, в относительном уровне, по работе [12] с изменениями:

1 — изоаномалы силы тяжести; 2 — южная ветвь «залива» пониженных значений силы тяжести; см. услов. обозн. к рис. 1

Исследования глубин гипоцентров сопредельной с Приольхоньем территории Центрального Байкала с использованием данных Селенгинской локальной сети сейсмических станций [10] подтверждают связь сейсмичности с составом и морфологией крупных плотностных неоднородностей верхней части земной коры.

Общий характер эпицентрального поля в области Центрального Байкала показан на рис. 4, Б. Наиболее представительная группа эпицентров расположена по линии II, вдоль которой наблюдается три обособленные, линейно вытянутые группы гипоцентров, погружающиеся по простиранию вдоль оз. Байкал в северо-восточном направлении (см. рис. 4, А). Оказалось, что в первой группе глубина очагов уменьшает-

ся на северо-восток от 14 до 10 км с углом наклона средней оси около 5° . Для двух других групп глубина очагов увеличивается в том же направлении от 12 до 22 км с углом падения осей до 11° , так же как и вдоль линий I и III (см. рис. 4, В).

В юго-восточном направлении вдоль поперечных линий IV и V заглужение очагов происходит в таком же диапазоне, но на меньшем расстоянии, так что угол падения увеличивается до $12\text{--}16^\circ$ (см. рис. 4, В и Г).

Приведенные данные говорят о том, что очаги землетрясений в районе Центрального Байкала расположены в верхней части консолидированной коры, начиная непосредственно от подошвы осадочной тол-

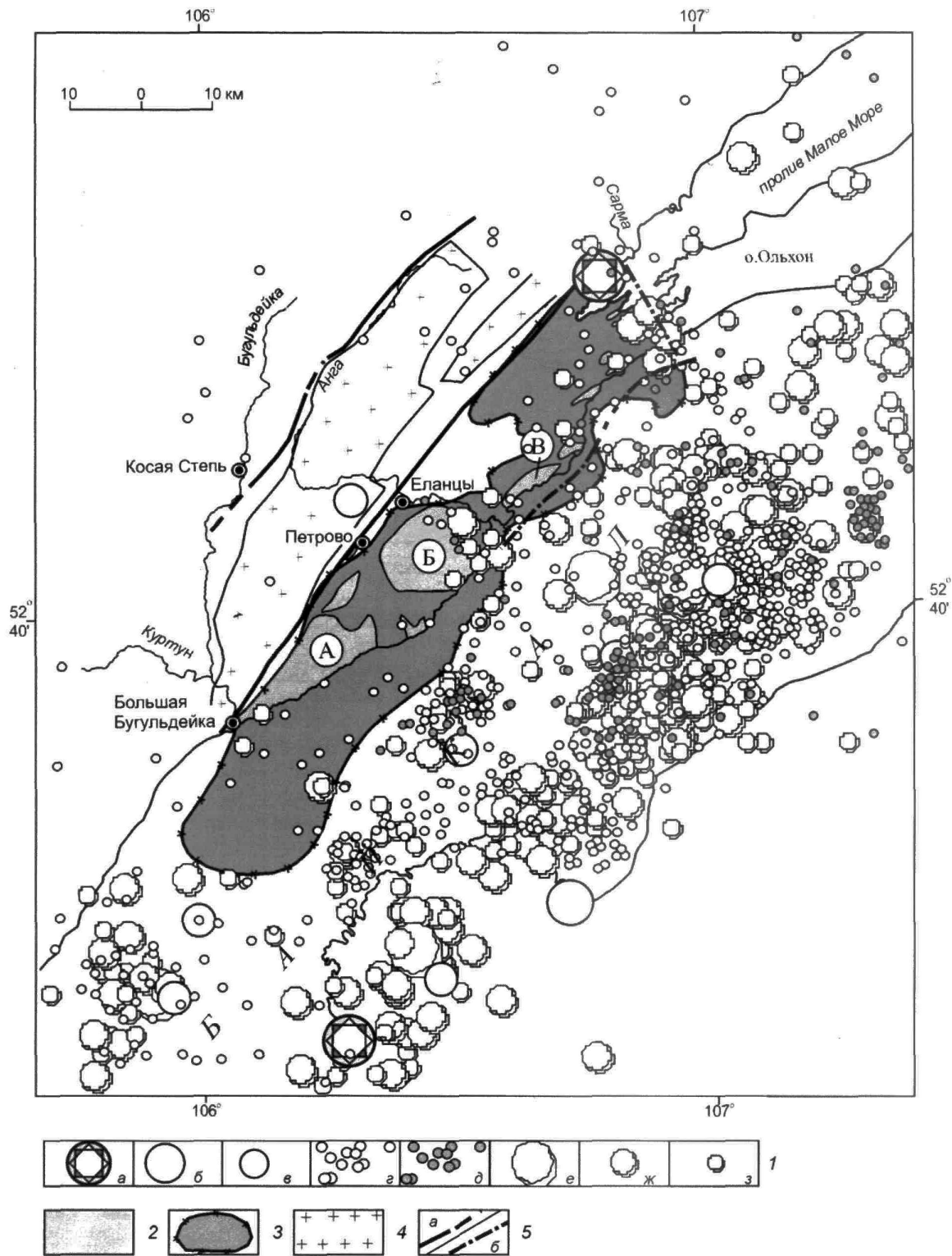


Рис. 3. Схема расположения эпицентров землетрясений и палеосейсмодислокаций Приольхонья:

I — эпицентры землетрясений, энергетические классы (К): *a* — 16—14 по палеосейсмическим данным [16]; 1962—1976 гг. [3, 4], классы: *б* — 17, *в* — 16—14, *г* — 13—8; 1994—2011 гг., классы: *д* — 13—8; 1962—1999 гг. [10], классы: *е* — 13—10,5, *ж* — 10,5—7,5, *з* — 7,5—6,5; 2 — выходы на поверхность массивов базитового состава: А — Бугульдейского (Крестовского), Б — Бирхинского (Озёрского), В — Тажеранского (Улан-Нурского) и др.; 3 — площадь проекции геологических тел базитового состава (по гравиметрическим данным) на земную и водную поверхности [12]; 4 — выходы гранитов; 5 — крупные разломы по геолого-геофизическим данным: *a* — на поверхности Земли, *б* — под водой

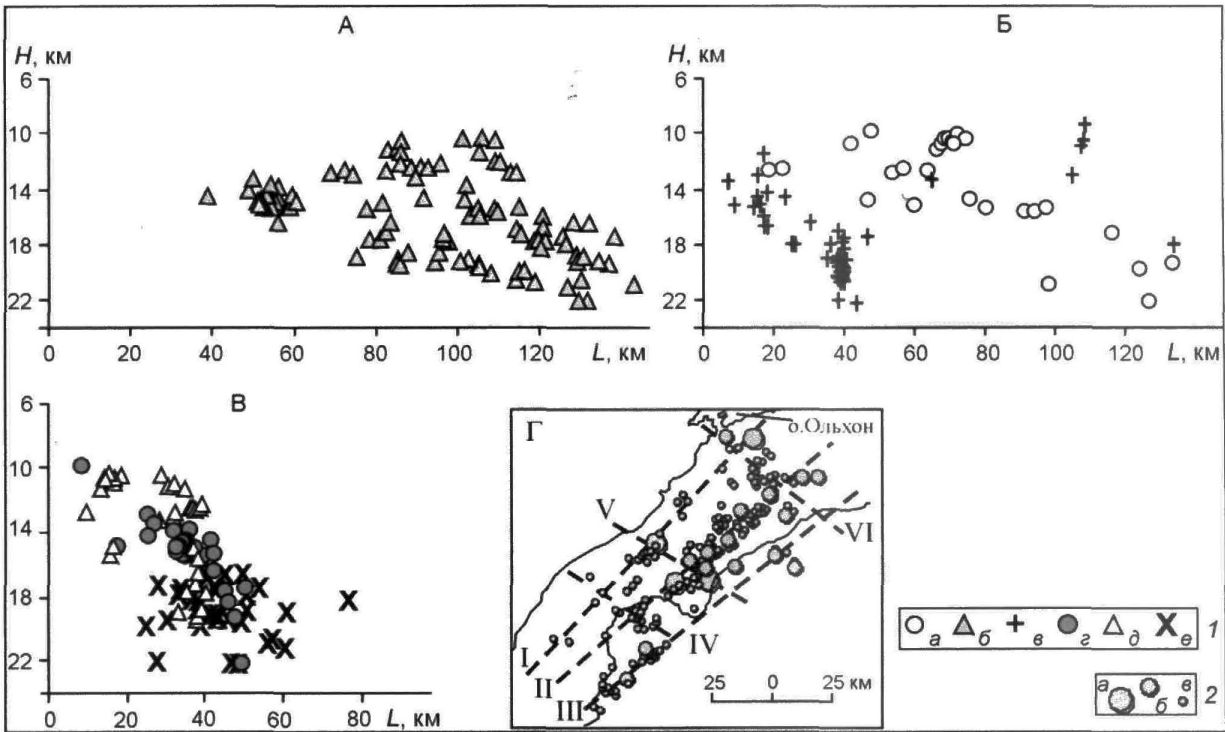


Рис. 4. Распределение очагов землетрясений в земной коре Центрального Байкала:

А и Б — для условных разрезов вдоль группы линий, расположенных по простиранию оз. Байкал; В — ориентированных вкост озера по работе [10] с изменениями; Г — расположение эпицентров землетрясений за 2001—2005 гг., использованных для определения глубины очагов: 1 — линии: а — I, б — II, в — III, г — IV, д — V, е — VI; 2 — эпицентры землетрясений, энергетический класс (К): а — 10,5—13,0, б — 7,5—10,5, в — 6,5—7,5; I—VI — положение условных разрезов вдоль характерных областей расположения землетрясений

щи пород на глубине около 10 км, и погружаются в юго-восточном направлении на глубину до 20 км под углом около 12—16° (см. рис. 4, Г).

Следовательно, большинство гипоцентров землетрясений на акватории оз. Байкал, прилегающей к Приольхонью, находятся ниже максимально установленных по гравиметрическим данным глубин залегания нижних кромок базитовых тел в этом районе, т.е. землетрясения (за небольшим исключением) не возникают в области преимущественного развития пород мафитового состава. Это объясняет установленный факт минимального числа эпицентров землетрясений в районе развития крупных базитовых интрузий Приольхонья.

Таким образом, можно утверждать, что в распределении очагов землетрясений в Приольхонье наблюдается тенденция к уменьшению их числа на участках развития базитовых тел как на побережье, так и под рыхлыми осадками на акватории оз. Байкал. По-видимому, это объясняется увеличением прочностных свойств коры при внедрении высокотемпературных магм основного состава.

На основании материалов статьи можно сделать следующие выводы. Сейсмическая активность Байкальской горной области связана с процессом рифто-

генеза, который неравномерно проявляется в пространстве. Причиной может быть как различие в интенсивности глубинных процессов, так и различие участков литосферы по механическим свойствам. Например увеличение сейсмической активности рассматриваемого региона в области больших отрицательных аномалий силы тяжести [8], т.е. там, где существуют наиболее крупные плотностные неоднородности в верхней части земной коры — заполненные осадками кайнозойские впадины, или протяженные по латерали интрузии различного состава.

Действительно, сопоставление морфологических особенностей линз кайнозойских осадков впадин Байкальской горной области с неоднородностями фундамента показывает, что впадины тяготеют преимущественно к контактам гранитов с метаморфическими породами [12]. Котловины локализуются чаще всего на гранитном субстрате, при этом сама зона контакта превращается в одну из границ впадины. По-видимому, граниты являются менее прочными образованиями, чем глубоко метаморфизованные породы докембрия, а внедрение палеозойских интрузий нарушает первоначальную однородность коры и снижает ее механическую прочность по сравнению с участками, где граниты на глубине отсутствуют.

И напротив, блоки земной коры преимущественно мафитового состава отличаются минимальной сейсмической активностью по сравнению с гранитизированными. В Приольхонье (Западное Прибайкалье), где массивные тела основного состава слагают крупный плутон (100×20 км), очаги землетрясений, за редким исключением, расположены вне области распространения этого образования.

Основной вывод заключается в том, что гравиметрия позволяет выделять в верхней части земной коры плотностные неоднородности, которые могут соответствовать и прочностным неоднородностям. Их местоположение, по-видимому, в значительной степени и определяет места возникновения землетрясений.

Характер распределения очагов землетрясений в земной коре Байкальской горной области и его взаимосвязь с глубинным строением земной коры остаются до сих пор дискуссионными. Одна из главных проблем здесь — учет влияния скоростных неоднородностей в земной коре, распределенных как по вертикали, так и по горизонтали. Поскольку надежность локализации очагов землетрясений в значительной степени зависит от аномальных особенностей среды, необходимость изучения влияния крупных плотностных неоднородностей земной коры на точность определения координат очага несомненна.

Надежное определение глубин очагов землетрясений может быть получено только при исключении из расчетов станций со значительными аномалиями времен, которые могут быть обусловлены присутствием крупных горизонтальных скоростных, (а значит и плотностных) неоднородностей [10]. Поэтому данные о геометрических особенностях этих неоднородностей имеют ключевое значение в оценке характера пространственного распределения очагов землетрясений. Очевидно, что сведения о морфологии крупных плотностных неоднородностей верхней части земной коры, полученные с привлечением данных гравиметрии, могут внести определенный вклад в проблему познания трехмерной структуры Байкальской горной области, решаемую с помощью сейсмологических методов.

Рассмотренный материал еще недостаточен для окончательного выявления связей между распределением очагов землетрясений и степенью неоднородности верхней части земной коры, но, безусловно, представляет интерес и может быть использован в дальнейшем по мере накопления и систематизации аналогичных данных по Байкальской горной области.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке гранта СО РАН ОНЗ-7.7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гзовский М.В., Крестников В.Н., Рейснер Г.И.* Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. 1959. № 8. С. 1147—1156.
2. *Гзовский М.В.* Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа // Современные движения земной коры. —М.: Изд-во АН СССР, 1963. № 1. С. 149—178.
3. *Голенецкий С.И.* Землетрясения районов трассы БАМ на участке от северной оконечности оз. Байкал до р. Олёкма в 1975 г. —Иркутск, 1976.
4. *Голенецкий С.И.* Краткий обзор сейсмичности районов трассы БАМ на участке от северной оконечности оз. Байкал до р. Олёкма за период времени с 1962 по 1974 г. —Иркутск, 1976.
5. *Зорин Ю.А.* О глубинном строении впадины озера Байкал по геофизическим данным // Изв. АН СССР. Сер. Геология 1966. № 7. С. 75—85.
6. *Ризниченко Ю.В.* Связь течения горных масс с сейсмичностью // Докл. АН СССР. 1965. Т. 161. № 1. С. 96—98.
7. *Ризниченко Ю.В.* О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. —М.: Наука, 1965.
8. *Ризниченко Ю.В., Пиенников К.В., Зорин Ю.А.* Сейсмическая активность Прибайкалья в сопоставлении с рельефом и гравитационными аномалиями // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1969. № 10. С. 10—27.
9. *Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин А.А.* и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / Под ред. В.П. Солоненко. —М.: Наука, 1966.
10. *Тубанов Ц.А.* Глубина очагов землетрясений в области Центрального Байкала по данным локальной системы наблюдений // Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. —Иркутск, 2009.
11. *Турутанов Е.Х., Зорин Ю.А.* Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. —Новосибирск: Наука, 1978.
12. *Турутанов Е.Х.* Строение кайнозойских впадин северо-восточного и юго-западного окончаний Байкальской рифтовой системы по гравиметрическим данным. —Иркутск, 2010.
13. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. —М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1960.
14. *Флоренсов Н.А.* К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3—14.
15. *Читизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М., Имаев В.С.* Палеосейсмичность Прибайкалья // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36. № 1. С. 7—22.
16. *Riznichenko Yu.V.* Earthquakes as a display of the earth's crust and mantle flow // Papers 9 Assembly ESC 1—7 Aug. 1966 in Copenhagen. Acad. Forlag/Kobenhavn. 1967. Pp. 403—411.