

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.349.4(479.25)

© 1996 г. М.П. ЖИДКОВ, А.А. НИКОНОВ

**СЕЙСМОДЕФОРМАЦИИ РЕЛЬЕФА У ПОСЕЛКА ГАРНИ
(АРМЕНИЯ, МАЛЫЙ КАВКАЗ)**

На Кавказе изучению нарушений рельефа, вызванных крупными сейсмическими событиями, т.е. сейсмодеформаций и сейсмодислокаций, исследователи начали уделять специальное внимание с начала века (например [1]), хотя отдельные факты возникновения сейсмических нарушений известны были давно. Но лишь в конце текущего столетия палеосейсмогеологический метод, после его разработки на сибирских материалах, стал применяться на Кавказе [2–5]. Это встретило резкие возражения и попытки доказать отсутствие (невозможность) на Кавказе подлинных сейсмодислокаций [6]. Несостоятельность такой точки зрения стала очевидной после 1988 г., когда крупная разрывная сейсмодислокация классического типа длиной 13 км (с перерывами до 35 км) возникла во время 10-балльного Спитакского землетрясения. Позднее она была детально охарактеризована [7–10]. Стало совершенно ясно, что и на Кавказе использование палеосейсмогеологического метода и особенно целенаправленное, квалифицированное изучение полей сейсмодеформаций – это необходимый и весьма перспективный путь изучения особенностей рельефа, с одной стороны, и оценки крупных сейсмических проявлений – с другой. Вскоре начали появляться описания сейсмогенных нарушений рельефа на отдельных участках, а также попытки обобщения [10–13 и др.].

Следуя этому направлению исследований, авторы сосредоточили в своей статье внимание на одном весьма показательном, но плохо известном участке. Речь идет о поле сейсмодеформаций вблизи поселка Гарни, в 15–20 км к востоку от центра г. Еревана. Эта группа сейсмодеформаций имеет особое значение прежде всего ввиду ее близости к столице Армении и важнейшим промышленным и культурным центрам республики. Ясно, что без детального познания этого участка невозможна объективная оценка сейсмического потенциала и сейсмической опасности столичного региона [14]. Научный интерес рассматриваемых сейсмических нарушений рельефа усиливается близостью к эпицентральной зоне крупнейших исторических землетрясений Армении. Во-первых, это серия разрушительных землетрясений IX в., известных под названием Двинских (по названию древней столицы страны). Во-вторых, сильнейшее за последнюю 1000 лет в центре страны землетрясение 1679 г., называемое Гарнийским.

Основные черты геологического строения и рельефа участка Гарнийских деформаций рельефа. Участок рассматриваемых деформаций находится в пределах южного склона Вохчабердского хребта и прилегающей к нему части наклонного плато между селениями Гехадири и Гарни. Он занимает площадь $5,5 \times 3,5$ км (с запада на восток и с севера на юг) (рис. 1, 2).

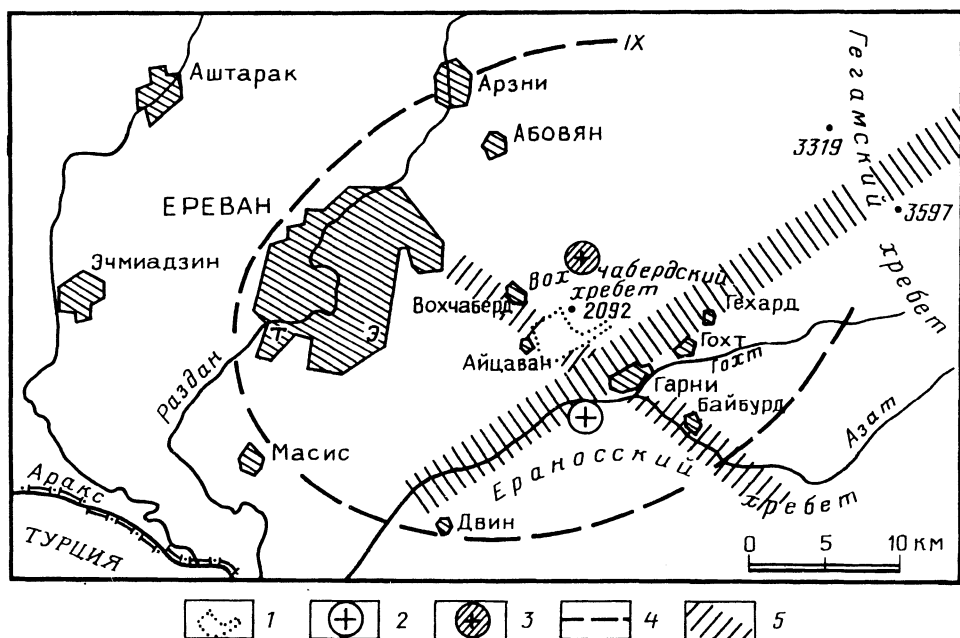


Рис. 1. Положение поля Гарнийских деформаций рельефа и эпицентра Ереванского землетрясения 1679 г. 1 – положение поля Гарнийских деформаций рельефа, 2 – эпицентр землетрясения 1679 г. по [21], 3 – эпицентр по позднейшим определениям А.А. Никонова, Н.В. Шебалина, 4 – изосейста IX баллов по [19], 5 – главные разломы эпицентральной зоны (в пределах Еревана указаны крепости VII–VIII в. до н.э.: Тейшебани и Эребуни)

Вохчабердский хребет (рис. 1) имеет платообразную вершинную поверхность на высоте 2200 м и сложен верхнесарматской (верхний миоцен) белесоватой свитой (пеплово-туфогенные слои и глины) и нижнеплиоценовой пролювиально-вулканогенной вохчабердской толщей, которые почти горизонтально с угловым несогласием лежат на эродированной поверхности дислоцированных олигоценовых глин, песчаников, мергелей и туфов [15]. Под вохчабердской и белесоватой толщами местами отмечаются гипсоносно-соленосные мергелистые слои, дислоцированные в едином структурном плане с олигоценовыми отложениями [16]. Вохчабердский хребет возвышается над наклонным плато высотой 1100–1600 м. Оно покрыто 20–30-метровой, иногда 70-метровой толщей пролювиально-аллювиальных галечников, лежащих на дислоцированных отложениях олигоцена. Плато расчленено глубокооврезанными долинами и оврагами (рис. 2, 3).

Вохчабердский хребет и наклонное плато разделены разломом северо-западного простирания. В соответствии с его простиранием выделена зона сейсмической активности [17]. Продолжение этого разлома отделяет Эраносский хребет от Гегамского. Долина рек Азат и Гохт, северо-восточного простирания, отделяет Эраносский хребет от наклонных плато и следует вдоль Арарат-Севанского глубинного разлома, который предположительно прослеживается в глубь земной коры на 50 км. Приводятся сведения о его вертикальном заложении и высокой тектонической активности [18].

Непосредственно восточнее пос. Гарни на правом берегу р. Азат протягивается морфологически и структурно отчетливо выраженный разрыв, секущий платобазальты среднечетвертичного возраста. Плоскость разрыва, прослеженная на сотни метров, протягивается в северо-восточном направлении. Она имеет наклон к северо-западу под углом 70–75°, т.е. уходит под склон долины.

Северо-западное крыло поднято не менее чем на 10–25 км [19]. На плоскости сместителя видны зеркала скольжения, свидетельствующие о взбросовом (к юго-востоку)

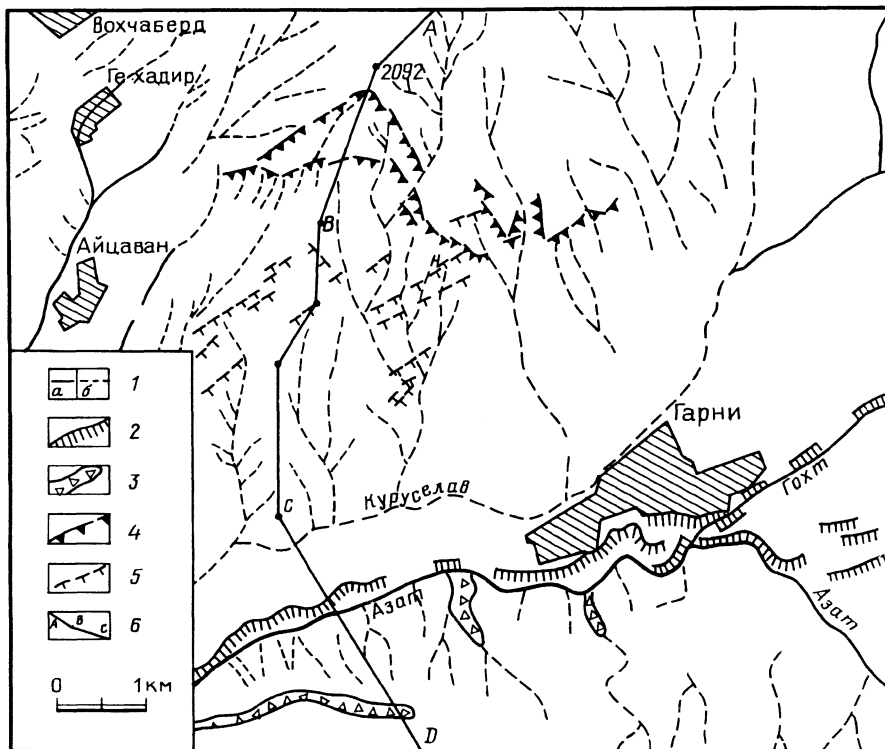


Рис. 2. Гарнийские сейсμοдеформации; нарушения рельефа в долине р. Азат

1 – водотоки: а – постоянные, б – временные, 2 – скальные обрывы. Сейсμοдеформации: 3 – оползни, обвалы, камнепады и ниши срыва в долине р. Азат (вероятно, образовались в 1679 г.), 4 – сейсμοуступы высотой 5–30 м и более; 5 – сейсμοуступы высотой 1–5 м, 6 – линия профиля рис. 3

характере смещений по разрыву. Таким образом, здесь на склоне долины образован молодой обратный уступ. Не исключены и недавние подвижки по нему сейсмотектонического характера.

Перечисленные разломы входят в крупный морфоструктурный узел, выделенный здесь и классифицированный как высокосейсмичный [20].

Характеристика нарушений рельефа (сейсμοдеформаций). На южных склонах Вохчабердского хребта выделяется большая группа уступов. Отдельные уступы этой системы имеют высоту свыше 40 м и протяженность более 1 км (рис. 2, 3). Высоты уступов в южной части поля их развития меньше, чем в северной. Почти на всем протяжении они сопровождаются рвами глубиной 2–10 м и шириной 10–50–100 м. На ряде участков уступы и рвы сопровождаются ниже по склону валами. Высоты последних до нескольких метров, а форма асимметрична – более крутой склон обращен к верхней части склона (рис. 4, А).

В целом линейные формы образуют системы нарушений взаимопересекающихся направлений: северо-запад – 140° , восток – $80 \pm 5^\circ$ и северо-восток – 60° . Система самых крупных и протяженных уступов рассекает склон Вохчабердского хребта и ограничивает область распространения рассматриваемых нарушений с севера (рис. 2, 3).

Каждый отдельный уступ образован элементарными разрывами, плоскости которых имеют эшелонированное кулисное расположение при средней высоте 10–15 и длине 15–20 м. Интервал между кулисами 2–6 м. Рвы также имеют кулисное расположение.

Крупные валуны, содержащиеся в вохчабердской толще и попадающие в плоскость сместителя, как правило, срезаются ею. В стенках оврагов, пересекающих зоны тектонических смещений и трещиноватости, связанной с этими смещениями, хорошо

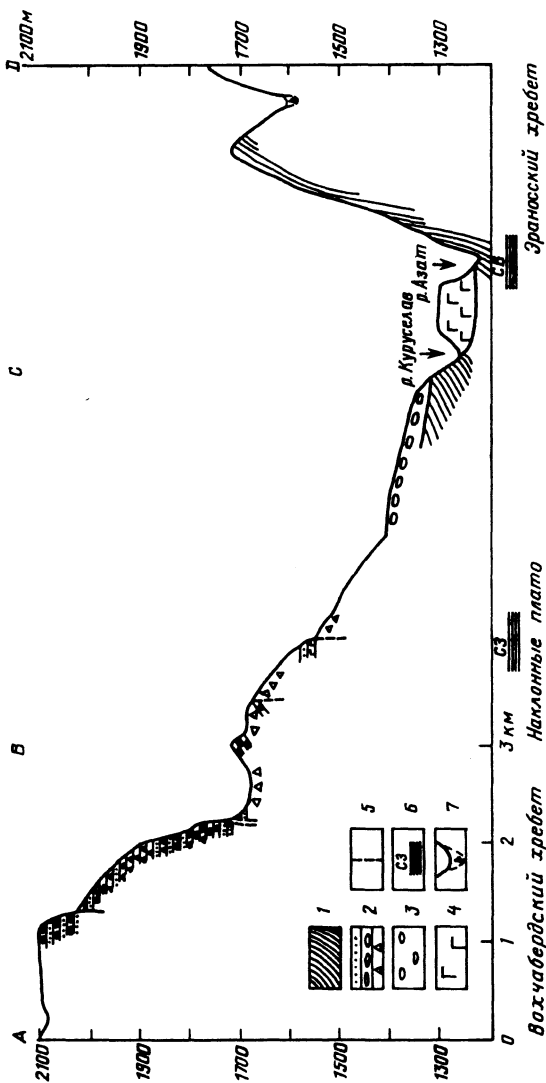


Рис. 3. Геолого-геоморфологический профиль через район Гарнийских сейсмических формаций

Отложения разного возраста: 1 – средний эоцен (песчаники и глины), 2 – верхний миоцен (пеплово-туфогенные и глинистые породы белесоватой свиты) и нижний плиоцен (продолжительно-вулканогенная вохчабердская толща), 3 – верхний плиоцен – средний плейстоцен (галечники), 4 – поздний плейстоцен – голоцен (базальты). Разломы и разрывы: 5 – сейсмостектонические дислокации, 6 – крупные разломы и их простирания (указаны ниже профиля), 7 – обломочные массы обвалов и камнепадов (вероятно, землетрясения 1679 г.).

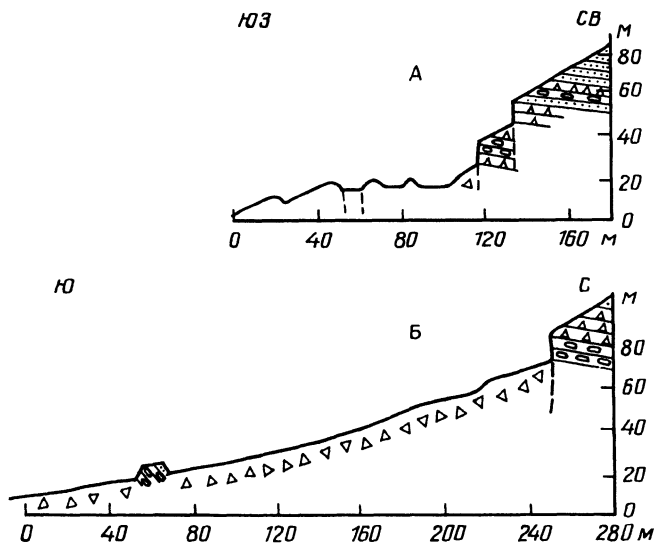


Рис. 4. Поперечные профили через отдельные сейсмодислокации
 А – северо-восточного простираения в центральной части. Б – субширотного простираения в восточной части. Усл. обозначения см. рис. 3

видно, что трещины рассекают валуны этой толщи, а не обходят их, даже в тех случаях, когда нет заметных смещений. Это свидетельствует о сильном и резком ударе, вызвавшем образование этих разрывов и зон трещиноватости, вероятнее всего о сейсмоударе. На водоразделах все дислокации имеют большие смещения (размеры), что также характерно для сейсмодислокаций.

В восточной части поля деформаций, ближе к пос. Гарни, у подножия уступов располагаются относительно выровненные террасовидные поверхности, сложенные раздробленной, обрушившейся массой. Над ними возвышаются на несколько метров (до 10) отдельные крупные блоки размером по $10 \times 12 \times 20$ м, как бы "плавающие" в обломочной массе (рис. 4, А). Породы, раздробленные до состояния обвальной массы, встречаются у подножия уступов и в опущенных крыльях разрывов, и в центральной части Гарнийских дислокаций (рис. 4, Б).

В центральной части поля нарушений склон Вохчабердского хребта и наклонные плато разделены ступенями холмов-блоков, сложенных вохчабердской толщей и, вероятно, сместившихся со склона хребта. Некоторые холмы имеют площадь более 100×200 м. Склоны холмов уже в значительной мере сглажены и задернованы, что указывает на их относительно древний возраст. Во многих случаях плоские и разновысотные поверхности холмов-блоков наклонены в самые разные стороны. Очень вероятно, что такое строение рельеф получил в результате резкой встряски от сейсмоудара, когда толща была разбита на отдельные блоки. Смещение каждого из них определялось его формами и положением центра тяжести. Таким образом, холмы-блоки – это комплекс форм сейсмогравитационного происхождения.

Деформации встречаются на крутом склоне Вохчабердского хребта, его выполаженной нижней части и на слабонаклонных прилегающих частях плато, что говорит в пользу их сейсмического происхождения.

В южной части области распространения Гарнийских дислокаций встречаются обширные оползни, активные до настоящего времени. Они существенно деформируют поверхность шоссе Ереван–Гарни. Их активности благоприятствуют высокая тектоническая подвижность района, повышенная сейсмичность и наличие гипсоносно-соленосных слоев, подстилающих белесоватую и вохчабердскую толщи. Высоты уступов более 40 м отвечают не только тектоническим смещениям. Они обязаны также

благоприятным для смещений условиям скольжения вдоль гипсоносно-соленосных слоев. Сами толщи имеют субгоризонтальное залегание, а вблизи описанных выше деформаций – падение до 10° на север. Такое залегание и устойчивость этих пород к выветриванию создают неблагоприятные условия для образования деформаций без сейсмоудара.

Пространственно все сейсмодислокации расположены вблизи зоны разлома северо-восточного простираия и в зоне разлома северо-западного простираия. Простираия разломов и дислокаций совпадают. Причем большинство дислокаций параллельно более активному здесь Арарат-Севанскому разлому северо-восточного простираия (рис. 2). Это подтверждает сеймотектоническую природу Гарнийских дислокаций.

Целый ряд указанных выше признаков заставляет признать сейсмический характер нарушений. Прежде всего это строение и взаимообусловленность форм рельефа. Здесь имеет место сочетание уступов, рвов и валов, с одной стороны, наличие масс и блоков обрушения с наклоном в разные стороны, хаотические навалы глыб, эшелонированность их распространения по склонам – с другой. Именно такой комплекс форм рельефа характерен для эпицентральных или близких к ним областей сильнейших землетрясений, возникших на глазах человека [23]. Объяснить в данном случае возникновение подобного комплекса ни чисто гравитационными, ни чисто тектоническими причинами невозможно.

Вместе с тем влияние тектонической структуры на возникновение нарушений несомненно. Оно проявляется и в пространственном совпадении (близости поля деформаций к пересечению двух крупных зон разломов), и в согласном с разломами простираия уступов (рис. 2). Некоторые из них, главным образом в южной части поля, вытянуты к восток-северо-востоку в точном соответствии с простираием зоны разлома, но наискось к простираию местного склона. Уступы в рельефе заведомо маркируют именно тектонические разрывы, причем возникшие (подновленные) одномоментно, о чем свидетельствует срезание крупных валунов и глыб по плоскостям смещения. Иными словами, мы имеем здесь дело с сеймотектоническими дислокациями, которые сочетаются с сейсмогравитационными.

В поле Гарнийских деформаций рельефа наибольшие размеры имеют формы, обусловленные вертикальными смещениями: сейсмоуступы, сейсморвы и сейсмовалы. В сочетании с относительно небольшой протяженностью и большой шириной поля деформаций это должно означать преобладание здесь вертикальной составляющей смещений над горизонтальной во время сейсмоудара и их возникновение в эпицентральной зоне или в непосредственной близости от нее.

Возраст сейсмодеформаций. О возрасте деформаций можно судить по некоторым формам рельефа. В сейсморвах встречаются бессточные западины глубиной до 5 м. В большинстве западин поноры уже затянулись. Однако в некоторых понижениях сохранились зияющие трещины. Это свидетельствует о молодости или обновлении дислокаций. Согласно шкале признаков, разработанной для определения приблизительного возраста сейсмогенных структур Большого Кавказа [2], возраст части Гарнийских сейсмодислокаций может быть оценен в несколько сотен лет. В то же время встречаются сейсмоуступы и рвы, возраст которых может быть гораздо больше. Такие рвы имеют выровненное дно, а уступы – сглаженную верхнюю бровку и значительные задернованные шлейфы обломочного материала у подножия. Некоторые такие формы были обновлены дислокациями, возникшими несколько сотен лет назад. Очевидно, что дислокации были образованы как минимум двумя разновозрастными сейсмическими событиями.

Корреляция Гарнийских сейсмодеформаций с известными землетрясениями. Возможность корреляции рассмотренных сейсмодеформаций с разрушительным землетрясением 1679 г. вытекает из их временной и пространственной близости [19, 21]. Согласно описанию очевидца землетрясения 1679 г. Закария Канакерци и другим источникам, в Ереване и ближайших окрестностях помимо разрушений построек землетрясение вызвало обрушение скал и заваливание арыков. Наиболее показательна

следующая характеристика: "разверзлись скалы и горы, и из этих расселин в скалах поднималось в воздух багряное пламя" [19, 21]. Здесь мы имеем ясное свидетельство возникновения при данном землетрясении крупных линейных дислокаций сейсмотектонического и, возможно, гравитационно-сейсмотектонического характера в коренных породах. Именно при сейсмотектонических разрывах из трещин вырывается пламя (за счет мгновенно возрастающего нагревания из-за трения по плоскости скольжения), как это было, например, и при Спитакском землетрясении 1988 г. [22]. Такие разрывы возникают именно в эпицентральных (и практически только в эпицентральных) областях землетрясений интенсивностью более 9 баллов [23]. В данном случае отмеченные Закарием Канакерци явления скорее всего имели место именно в эпицентральной области, во всяком случае там сотрясения были сильнее, чем в Ереване, где по нашим оценкам они составили 9–10 баллов.

Где же возникли такие дислокации при землетрясении 1679 г.? Из описания Закария Канакерци ясно, что это произошло не в Канакере и не в Ереване, но "в стране Араратской", между Гарни и Арагацем. Иными словами, идентификация отмеченных этим автором крупных сейсмотектонических нарушений с рассмотренным участком вблизи Гарни вполне возможна. Более того, поскольку подобные по природе и масштабам нарушения рельефа в других частях Еревано-Гарнийского района не известны, их идентификация с теми, что упомянуты Канакерци, становится наиболее вероятной, если не единственно возможной.

Если обратиться к последнему, наиболее тщательно проработанному варианту карты изосейст землетрясения 1679 г., составленной независимо от геоморфологических данных (рис. 1), то оказывается, что и здесь положение эпицентральной области близко к полю рассмотренных деформаций или даже совпадает с ним. Положение эпицентральной области между г. Ереваном и пос. Гарни можно вывести из того, что в первом, по свидетельству очевидцев, сотрясения "пришли со стороны Гарни", т.е. с юго-востока, а разрушение храма Гарни на краю обрыва, расположенного к юго-востоку от него, может указывать на приход сюда сейсмических колебаний с северо-запада.

Следовательно, при нынешнем уровне знаний наиболее вероятным представляется соотнесение Гарнийской группы сейсмодетформаций с эпицентральной областью Гарнийского землетрясения 1679 г. По всей вероятности, только часть рассмотренных дислокаций и нарушений рельефа возникла при этом землетрясении. В свою очередь сама область деформаций рельефа землетрясением 1679 г. шире описанных выше Гарнийских деформаций, составляющих несомненно центральную и наиболее значительную их часть. Другие участки деформаций рельефа, связанные с землетрясением 1679 г. (в основном отдельные обвалы и др.), находятся в долине Азата-Гохта [19] и Эраносском хребте [3].

Вопрос о времени предшествующих сильным землетрясениям в той же очаговой области и о времени возникновения (обновления) рассмотренных сейсмодетформаций пока может рассматриваться на уровне предположений. Один из вариантов – это признание исходящими из этой же очаговой области одного или нескольких сильных землетрясений IX в., известных под названием Двинских. Сколь-нибудь точно определить эпицентры этих землетрясений невозможно, поскольку сведения о них имеются только по одному пункту. Но ясно, что на месте г. Двина, около 20 км к юго-западу от поля деформаций, они имели разрушительную силу – 8–10 баллов. При этом расположение эпицентра в 20 км от места фиксации таких сотрясений не противоречит известным законам затухания сейсмических волн. Поскольку за прошедшие с IX в. 11 столетий область Двина не порождала сильных землетрясений, считать ее очаговой, способной возбуждать сейсмические катастрофы, нет оснований. Другого же сейсмогенного участка, кроме Гарнийского, поблизости мы не знаем.

Фиксация в Двине в IX в. сотрясений в 8–10 баллов на расстоянии около 20 км от предполагаемого эпицентра требует признать большую интенсивность сотрясений в последнем. Для соотнесения с намечаемой эпицентральной областью относительно

слабых землетрясений 851 (854), 858, 863 (869) гг. (части из них) нет препятствий. Для наиболее сильного из Двинских землетрясений 893 г. с интенсивностью в г. Двине более 10 баллов [24, 25] в предполагаемом эпицентре придется допустить интенсивность сотрясений порядка 11 баллов или более. Столь сильные сотрясения на территории современной Армении достоверно не известны, хотя и представляются вероятными, тем более что действительно происходили в соседней Восточной Анатолии. Размеры охарактеризованных нарушений рельефа и линейных сейсмодислокаций также вполне допускают (предполагают) порождение их сотрясениями в 11 баллов и подновление при более слабых в намечаемой эпицентральной области.

Другой вариант идентификации древнего землетрясения в рассматриваемой области (не исключающий первый) предполагает учет весьма сильного землетрясения, разрушившего в VII в. до н.э. Урартскую крепость Эребуни и соседнюю крепость Тейшебани (обе на территории современного г. Еревана). Судя по сохранившимся следам сейсмических нарушений, обследованных одним из авторов, сотрясения составили здесь порядка 9 баллов [14], что позволяет также допустить в эпицентре, если помещать его в область Гарнийских деформаций, интенсивность землетрясения более 10 баллов.

Если высказанные предположения окажутся верными, то подтвердится неоднократное оживление очаговой области между Ереваном и пос. Гарни в виде землетрясений силой более 9–10 баллов с интервалом 800–1500 лет.

Как бы ни решался в дальнейшем вопрос о времени возникновения (обновления) рассмотренных деформаций и интервалах повторения здесь разрушительных землетрясений, уже теперь ясно, что выявлена новая эпицентральной области разрушительных землетрясений неподалеку от столицы Армении.

Поле Гарнийских сейсмодиформаций рельефа и выявленная очаговая область расположены в пределах крупного морфоструктурного узла, выявленного ранее и отнесенного к высокосейсмичным [5]. Тем не менее положение этого поля деформаций имеет свою специфику, которая заключается в следующем. Зона продольного разлома северо-западного простираения, которая отделяет Вохчабердский хребет от наклонного плато и должна рассматриваться как основная зона дислокаций этого поля, имеет относительно небольшую протяженность и амплитуды новейших тектонических смещений. Такие разломы при сейсморайонировании не привлекают к себе пристального внимания. В то же время Арарат-Севанский поперечный разлом северо-восточного простираения, параллельно которому и следуют большинство Гарнийских дислокаций, здесь морфологически лучше выражен и имеет амплитуду новейших смещений, сопоставимую со смещениями продольного разлома. Подобное соотношение разломов редко.

Изучение рассмотренного поля сейсмодиформаций имеет не только чисто местное значение в связи с оценкой сейсмической опасности одного, пусть очень важного участка. Важно, что подтверждается эффективность на Кавказе палеосейсмогеологического метода. Именно с его помощью удастся распознать и генетически объяснить кажущиеся необычными и чуждыми общему стилю и истории рельефа "аномалии" в рельефе горной страны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вебер Б. Шемахинское землетрясение 31 января 1902 г. // Тр. Геол. комитета. Нов. сер. Вып. 9. СПб., 1903. 73 с.
2. Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.П. Палеосейсмология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 188 с.
3. Караханян А.С., Гаспарян Г.С. Палеосейсмологический метод и предпосылки его применения на территории Армянской ССР // Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле. 1984. № 6. С. 61–67.
4. Никонов А.А., Никонова К.И. Сильнейшее землетрясение Закавказья 30 сентября 1139 г. (реконструкция по историческим, историко-архитектурным и археологическим материалам). Детальные инженерно-сейсмологические исследования // Вопр. инж. сейсмологии. 1986. Вып. 27. С. 152–183.
5. Жидков М.П., Макаренко А.Г., Ранцман Е.Я. Биченагская сейсмогенная структура в Зангезурском хребте (Малый Кавказ) // Геоморфология. 1987. № 3. С. 44–48.

6. Борисов Б.А. О значении следов прошлых землетрясений для оценки сейсмической опасности на Большом Кавказе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 1. С. 18–30.
7. Nikonov A.A. The disastrous Spitak (Northern Armenia) earthquake of December 7, 1988: seismotectonics and source mechanism // Bull. Geofis. Teor. et Applic. 1989. V. XXXI. № 123–124. P. 295–314.
8. Никонов А.А. Катастрофическое Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. в Северной Армении: вопросы сейсмотектоники и механизма очага // Геотектоника. 1990. № 1. С. 14–31.
9. Караханян А.С. Результаты наземного и аэрокосмического изучения активных разломов и сейсмогенных деформаций Спитакского землетрясения 1988 г. // Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле. 1989. 42. № 3. С. 20–24.
10. Рогожин Е.А., Рыбаков Л.Н., Богачкин Б.М. Сейсмодетектирование земной поверхности при Спитакском землетрясении 1988 г. // Геоморфология. 1990. № 3. С. 8–19.
11. Никонов А.А. Разрушительные землетрясения в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 1988 г. в прошлом // Физика Земли. 1991. № 12. С. 3–16.
12. Белоусов Т.П., Веселов И.А., Никитин М.Ю., Никонов А.А. Палеосейсмодислокации Кавказа // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН, 1993. Вып. 1. С. 265–273.
13. Nikonov A.A. Destructive historical earthquakes in Soviet Armenia // Tectonophysics. 1991. 193. P. 225–229.
14. Nikonov A.A. Past destructive earthquakes and seismic potential of the Yerevan and Armenian Nuclear power plant areas // Abstr. Internat. Conf. continental collision zone earthquakes and earthquake hazard reduction. Yerevan, Armenia, October 1–6, 1993. P. 69–70.
15. Геология Армянской ССР. Т. 1. Геоморфология. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962. 582 с.
16. Бальян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван: Изд-во Ерев. ун-та, 1969. 390 с.
17. Margeriti L., Borchardt R.D., Glassmoyer J. et al. Assessment of seismicity near Yerevan, Armenia using the dense three dimensional array at Garni // Abstr. Internat. Conf. on continental collision zone earthquakes and earthquake hazard reduction. Yerevan, Armenia, October 1–6, 1993. P. 57–58.
18. Назаретян С.Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР (по геофизическим данным). Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984. 138 с.
19. Никонов А.А., Асланян И.И. Ереванское землетрясение 1679 г. // Природа. 1991. № 10. С. 91–95.
20. Жидков М.П., Ротвайн И.М., Садовский А.М. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. IV Высokосейсмичные пересечения линейментов Армянского нагорья, Балкан и бассейна Эгейского моря // Интерпретация данных сейсмологии и неотектоники. Вычислительная сейсмология. Вып. 8. М.: Наука, 1975. С. 53–70.
21. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 536 с.
22. Джрбациян Р.Т., Карапетян А.И., Караханян А.С. и др. Геологические и сейсмические особенности зоны Спитакского землетрясения // Изв. АН АрмССР. Сер. геол. 1990. № 8. С. 3–13.
23. Хромовских В.С., Никонов А.А. По следам сильных землетрясений. М.: Наука, 1984. 144 с.
24. Никонов А.А. Земля землетрясений // Природа. 1989. № 12. С. 36–46.
25. Harutunian R.A., Karahanian A.S., Assaturian A.O. Unknown historical earthquakes of Armenian upland // Abstr. Internat. Conf. on continental collision zone earthquakes and earthquake hazard reduction. Yerevan, Armenia, October 1–6, 1993. P. 35–37.

Институт географии РАН,
Институт физики Земли РАН

Поступила в редакцию
07.06.94

SEISMIC DEFORMATIONS OF TOPOGRAPHY AT THE GARNY VILLAGE (ARMENIA, THE LESSER CAUCASUS)

M.P. ZHDKOV, A.A. NIKONOV

S u m m a r y

A field of seismic deformations (seismotectonic and seismogravitational) of topography is found 15 to 20 km east of the Erevan center, the deformations probably being most significant ones within the whole Caucasian region. They cut across the southern slope of the Vokhchaberd Ridge and adjacent parts of lower tilted plateau and are formed by a system of intercrossed seismic steps and related forms, which coincide in direction with largest and most active faults of the region. Most of the dislocations are parallel to the transversal Ararat-Sevan fault of NE direction. The seismic steps are 5 to 10 m high, locally up to 40 m. The Garny seismic deformations complex was probably formed in the course of several seismic events, which might be correlated with known earthquakes dated to the 7th century B.C., the 9th century, and the 1679 A.D. earthquake.