

УДК 551.24 : 550.348.436 (479.25)

© 1990 г.

ТРИФОНОВ В. Г., КАРАХАНЯН А. С., КОЖУРИН А. И.

**СПИТАКСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ
СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ**

Рассматриваются тектоническая позиция и структурные проявления Спитакского землетрясения 1988 г. в Северной Армении. Землетрясение приурочено к зоне влияния активного Памбак-Севанского правого взбросо-сдвига, который является частью единой системы активных разломов Ближнего Востока. Правая взбросо-сдвиговая подвижка до 2 м при Спитакском землетрясении совпадает с общим структурным эффектом движений по активным разломам региона — современным субмеридиональным укорочением территории. Выход фокальной плоскости очага землетрясения на земную поверхность позволяет выявить новые черты процесса разрывообразования в земной коре и оценить вклад землетрясения в тектоническое развитие.

В статье рассматриваются тектоническая позиция и структурное выражение Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. в Северной Армении. Сразу же после землетрясения А. С. Карахян обнаружил в эпицентральной зоне сейсмогенный разрыв — систему взаимосвязанных трещин, возникших при землетрясении на земной поверхности. Дальнейшими исследованиями советских, французских и американских ученых его длина была определена в 13—15 км. Такую же оценку дал тогда и А. И. Кожурин, отдешифровавший сейсмогенный разрыв на детальных аэрофотоснимках, сделанных после землетрясения. В мае 1989 г. авторы статьи совместно с португальским геологом проф. А. Рибейро выполнили полевые исследования в эпицентральной зоне. В итоге [6] были обнаружены продолжения сейсмогенного разрыва и его длина определена в 37 км, получены данные о современной активности других разломов Северной Армении. Обобщение материалов по сопредельным территориям позволило определить место изученных структур в системе активных разломов всего Ближневосточного региона.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Эпицентр главного толчка Спитакского землетрясения 1988 г. находится в южном крыле Памбак-Севанского новейшего разлома [2, 7]. Поэтому для определения тектонической позиции землетрясения представляется необходимым ответить на три вопроса: активен ли сейчас и насколько Памбак-Севанский разлом; как связан с ним очаг землетрясения; каково место этого разлома в системе активных разломов всего Ближнего Востока?

Большинство сильнейших землетрясений Ближнего Востока непосредственно приурочено или тяготеет к двум главным системам активных разломов: Северо-Анатолийской — Загросской и Левантской — Восточно-Анатолийской (рис. 1). Первая представлена Северо-Анатолийской зоной разломов и расположенным на ее продолжении Главным современным разломом Загроса. Северо-Анатолийская зона протягивается от Мраморного моря на восток и затем юго-восток до оз. Ван. Она состоит из сегментов, расположенных кулисно или на продолжении один другого. Такое же сложное строение имеют и сами сегменты. На крайнем западе зона разветвляется на несколько почти параллельных разломов. Во всех сегментах выявлены голоцен-позднеплейстоценовые смещения на десятки и сотни метров, причем заметно преобладает

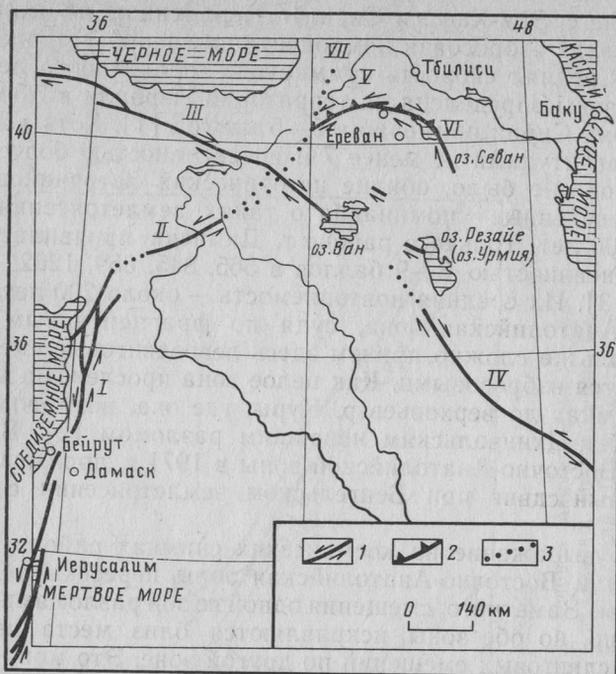


Рис. 1. Крупнейшие активные разломы Ближнего Востока

1 — сдвиги; 2 — надвиги и взбросы; 3 — предполагаемые участки разломов с неустановленным направлением смещений. Черной точкой обозначен эпицентр Спитакского землетрясения 1988 г. Римские цифры на схеме: I — Левантская, II — Восточно-Анатолийская, III — Северо-Анатолийская зоны разломов; IV — Главный современный разлом Загроса; V — Амасия-Сарыкамышский, VI — Памбак-Севанский, VII — Казбек-Цхинвальский разломы

правосдвиговая компонента смещений [9, 15, 18, 21]. В историческое время здесь неоднократно происходили сильные землетрясения с магнитудами не менее 7 [10]. В XX в. они начались событием 1912 г. в районе Дарданелл [8]. В 1939—1944 гг. серия катастрофических землетрясений прокатилась по более восточным разломам зоны, вызвав в сумме правый сдвиг на 3—4,4 м и поднятие южного крыла до 1 м [14]. В 1966 г. сильное землетрясение с таким же направлением смещений произошло на юго-востоке зоны вблизи с. Варто [21], а в 1976 г. они повторились в подвижках по разлому северо-западного простираения северо-восточнее оз. Ван [20].

Правосдвиговые позднечетвертичные смещения вдоль Главного современного разлома Загроса были обнаружены Н. У. Веллманом [22] путем дешифрирования аэрофотоснимков. Дальнейшие исследования М. Берберяна, Дж. С. Чаленко и Дж. Брауда [4] подтвердили преобладание правого сдвига, показав вместе с тем сложное строение зоны разлома; выявлена и взбросовая компонента смещений, возрастающая при отклонении отдельных отрезков к востоку. При Селяхорском землетрясении 23 января 1909 г. в районе г. Доруд отмечено правосдвиговое смещение и опускание восточного крыла разлома на 1 м [19].

Левантская — Восточно-Анатолийская система представлена меридиональной Левантской и простирающейся на северо-восток Восточно-Анатолийской зонами. Они сочленяются вблизи г. Антакия восточнее залива Искандерон Средиземного моря. Лучше изучена Левантская зона. Она начинается в заливе Акаба Красного моря и протягивается на север через Израиль, Ливан и Северо-Западную Сирию в виде кулисно подставляющих один другого разломов, сопровождающихся грабенами, а в Ливане складчатыми деформациями. На всем протяжении зоны выявлены левосдвиговые смещения молодых форм рельефа, а местами и древних сооружений (например, позднеримского или ранневизантийского

акведука возле с. Эль-Хафр в Сирии). Переменная по величине обросовая, а в Ливане взбросовая компонента смещений уступает сдвиговой в 3—25 раз. Средняя скорость суммарного голоценового левого сдвига по разломам зоны определена на территории Израиля в 7,5 мм/год [23], а на территории Сирии примерно в 5—6 мм/год [1]. Хотя в XX в. землетрясений с магнитудами не менее 7 и интенсивностью более 9 баллов в Левантской зоне не было, обилие исторических источников позволило найти многочисленные упоминания о таких землетрясениях в течение последних 3000 лет. Только в районе г. Дамаска проявились землетрясения с интенсивностью 8—9 баллов в 565, 845, 859, 1202, 1284, 1640 и 1759 годах [13]. Их средняя повторяемость — около 200 лет.

Восточно-Анатолийская зона, судя по фрагментарным описаниям, построена столь же сложно, причем здесь левосдвиговые смещения чаще сопровождаются взбросовыми. Как целое зона прослежена нами на космических снимках до верховьев р. Куры, где она, возможно, сменяется кулисно Казбек-Цхинвальским новейшим разломом [2]. Вдоль одного из разломов Восточно-Анатолийской зоны в 1971 г. произошел 20-сантиметровый левый сдвиг при Бенгельском землетрясении с магнитудой 6,7 [17].

Интересно выражение на космических снимках района, где Северо-Анатолийская и Восточно-Анатолийская зоны пересекаются почти под прямым углом. Заметного смещения одной из зон разломами другой зоны не обнаружено, но обе зоны искривляются близ места пересечения в направлении сдвиговых смещений по другой зоне. Это может свидетельствовать, во-первых, об относительной молодости обеих зон и, во-вторых, о соизмеримости средних скоростей горизонтальных движений по ним.

Между г. Карс и Сарыкамыш от Восточно-Анатолийской зоны ответвляется на восток дуга Северо-Армянских разломов. Она представлена двумя главными разломами, Амасия-Сарыкамышским и Памбак-Севанским, и опережающими их с юга более мелкими нарушениями.

К юго-западной части Амасия-Сарыкамышского разлома приурочен эпицентр землетрясения 30 октября 1983 г. ($\varphi = 40^{\circ}29'$ с. ш., $\lambda = 42^{\circ}17'$ в. д.) с магнитудой 6,9. При землетрясении на земной поверхности возник 8-километровый сейсмогенный левый взбросо-сдвиг, наклоненный на северо-запад под углами 50—60°. Левосдвиговая компонента смещения достигла 100, вертикальная — 60 см (доклад С. Байрактутана на 27-м МГК в 1984 г., а также [11]). Интересно распределение афтершоков землетрясения. По данным турецкого сейсмолога Х. Сава, представленным в октябре 1989 г. на Региональной конференции по сейсмичности и неотектонике Восточной Анатолии, Кавказа и Северо-Западного Ирана в г. Эрзруме, в первые 3 мес афтершоки происходили непосредственно в эпицентральной зоне, удлиненной в северо-восточном направлении на 12 км. Позднее они распространились на северо-восток и одновременно охватили небольшую область восток — юго-восточнее главного толчка. Наконец, в третий период, к которому был приурочен всплеск активности в октябре 1984 г., большинство афтершоков мигрировало еще дальше к северо-востоку. В итоге за 20 мес наблюдений афтершоки охватили приразломную полосу длиной 60 и шириной до 20 км, в которой выделился главный левый взбросо-сдвиг и два небольших секущих правых сдвига.

Нами был детально изучен восточный отрезок Амасия-Сарыкамышского разлома, где он простирается почти широтно — 255—270° (рис. 2). Вдоль него обнаружены левосдвиговые смещения водотоков до 325—350 м. При наклоне разлома на север под углами 45—50° синхронная этому смещению взбросовая компонента составляет 70 м, т. е. уступает сдвиговой в 5 раз. При Спитакском землетрясении (или его афтершоках) на 300-метровом участке разлома в 4 км севернее с. Сарапат возникло нарушение, образованное зигзагообразным сочетанием сжатых и зияющих трещин, переходящим по простиранию в кулисный ряд последних. Вдоль нарушения произошел левый сдвиг на 3—9 см. Западнее к Амасия-Сарыкамышскому разлому примыкает с юга несколько молодых

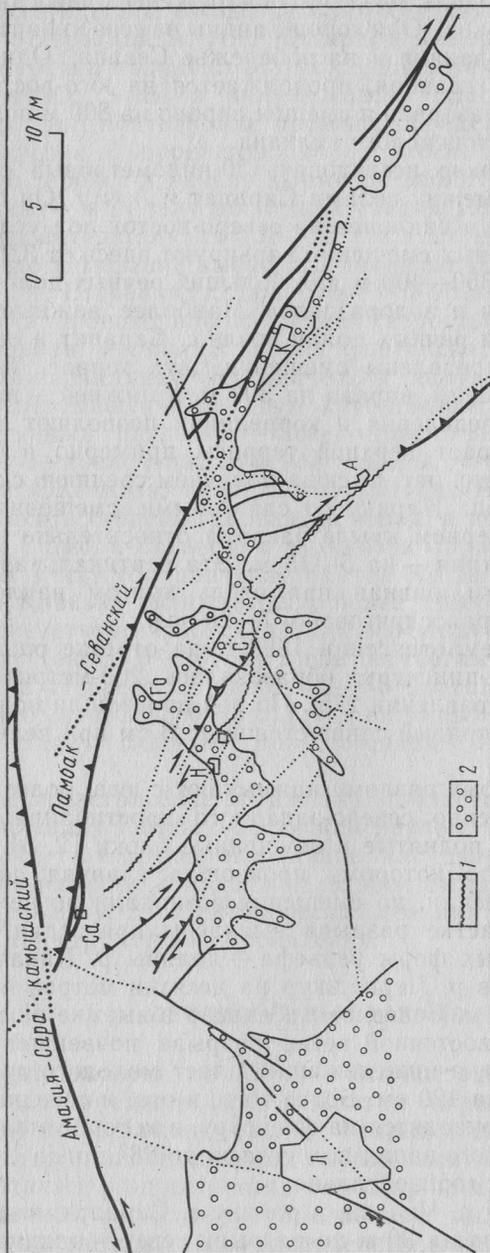


Рис. 2. Активные разломы Северной Армении

1 — сейсмогенный разрыв Спитакского землетрясения; 2 — области голоценовой аккумуляции. Остальные обозначения см. на рис. 1. Буквенные обозначения: села А — Алавар, Г — Гехасар, Го — Гогаран, Са — Сарапаг; города: К — Кировакан, Л — Ленинанкан, С — Спитак; Н — пос. Налбанд (Ширакамут)

разрывов северо-восточного простираения, с которыми могли быть связаны сильные Ленинанканские землетрясения 1926 г.

Памбак-Севанский разлом причленяется к Амасия-Сарыкамышскому с юго-востока под очень острым углом (см. рис. 2). Разлом протягивается в восток — юго-восточном направлении более чем на 140 км. Наряду с поднятием северо-восточного крыла, описанным ранее Е. Е. Милановским [2], нами вдоль разлома обнаружены правосдвиговые смещения и изгибы водотоков. Они хорошо видны на северо-западе разлома, а также возле г. Кировакана и на побережье Севана. Одна из ветвей разлома, может быть, главная, продолжается на юго-восточный берег Севана, где вдоль нее разорван и смещен вправо на 800 м полуразрушенный конус среднеплейстоценового вулкана.

Нам удалось детально исследовать 30-километровый северо-западный участок разлома между селами Сарапат и Арчут. Он простирается по азимутам 280—295° и наклонен на северо-восток под углами 78—80°. Величины правосдвиговых смещений варьируют здесь от 3,2 м для самого молодого ручья до 350—400 м для больших речных долин и 1,5 км — для крупнейших долин и водоразделов. Наиболее важные результаты получены при изучении речных долин возле с. Сарапат и северо-восточнее с. Гогаран, где определены смещения двух террас. Тыловые швы верхней террасы смещены вправо на 300 м, а нижней — на 80—120 м. Приводимые ниже определения и корреляции позволяют предположительно оценивать возраст верхней террасы примерно в 70 тыс. лет, а нижней — в 20—25 тыс. лет. Отсюда получаем среднюю скорость сдвига — не менее 5 мм/год. Наряду со сдвиговыми смещениями верхняя терраса поднята в северном крыле разлома относительно южного крыла на 25—35 м, а нижняя — на 5—15 м. Эта вертикальная компонента смещения, практически равная при столь крутом наклоне разлома взбросовой, уступает правосдвиговой в 7—20 раз.

При Спитакском землетрясении 1988 г. на отрезке разлома, наиболее приближенном к эпицентру, образовалась 200-метровая трещина, простирающаяся в направлении 275°. По ней произошли поднятие северного крыла до 6 см и правый сдвиг стенок до 3 см при величине зияния до 4 см.

К Памбак-Севанскому разлому примыкают с юга более мелкие нарушения преимущественно северо-западного простираения (см. рис. 2), нередко разделяющие поднятые и опущенные блоки [2, 3]. К их числу относится и разрыв, по которому произошла главная подвижка при Спитакском землетрясении, но смещения возникали по нему и прежде. На юго-восточном участке разрыва выявлены правосдвиговые смещения позднечетвертичных форм рельефа — долины р. Карачобан и двух других левых притоков р. Лернаджур на десятки метров и более молодого оврага — на 8—9 м. Севернее с. Гехасар в выемке шоссе Спитак — Ленинанкан по северо-восточной ветви разрыва почвенной слой взброшен в 1988 г. на 30 см, а нижележащий пласт молодого туфа смещен в том же направлении на 120 см. Более того, и эта, и соседние ветви сейсмогенного разрыва приходятся на флексуру, в которой молодые наносы и туфы наклонены на юго-запад под углами до 28°, тогда как в других местах залегают почти горизонтально.

Так, в левом борту р. Чичхан, в районе с. Сараарт, пласт туфа опущен к западу примерно на 30 м по разрыву северо-западного простираения, совпадающему на поверхности с уступом между двумя надпойменными террасами: в верхней, относительной высотой 100—105 м, пласт туфа выходит на поверхность, а в нижней, высотой 70 м, перекрыт мало мощным слоем аллювия. Очевидно, что это смещение произошло до образования нижней террасы. В правом борту р. Чичхан в зоне сейсмогенного разрыва поверхность нижней террасы с пластом туфа в ее кровле находится уже на высоте 25—35 м. Западнее она сливается с поверхностью Верхнепамбакской межгорной впадины, где пласт туфа, по данным К. А. Мкртчяна, вскрыт скважиной на глубине 80 м от поверхности. Таким образом, на протяжении 5 км пласт туфа погружается на 180 м.

При этом дважды он смещается разрывами, испытывая, кроме того, в зоне одного из них флексурный изгиб. Другой разрыв, северо-восточного простирания, проходит по западной окраине г. Спитак. К западу от разрыва туф находится на высоте более 100 м над р. Памбак, а к востоку вскрывается в разрезе нижней террасы всего в 5 м над руслом.

В зоне упомянутой флексуры Н. И. Каракаш обнаружил в выемке железной дороги в слоях, соседствующих с туфом, костные остатки млекопитающих, отнесенные А. Л. Рейнгардом к вюрмской эпохе [3]. Позднее К. А. Мкртчян пополнил эту коллекцию находками остатков млекопитающих между этим и нижележащим пластами туфа в районе г. Кировакана. Они подтвердили прежние определения. Исходя из них, характера разрезов и корреляции террас, можно предположительно отнести верхнюю террасу к началу вюрмской эпохи (около 70 тыс. лет назад), а нижнюю — к началу последней стадии вюрма или концу предшествовавшего интерстадиала (20—25 тыс. лет назад). Это означает, в частности, что изменение высотного положения туфа на 180 м между с. Сараарт и пос. Ширакамут, даже если туф отлагался на слабо наклонной поверхности, происходило со средней скоростью 2—3 мм/год.

Итак, активная тектоника района Спитакского землетрясения обусловлена взаимодействием тектонических нарушений разного ранга. Направления перемещений по двум крупнейшим на Ближнем Востоке системам активных разломов — Северо-Анатолийской — Загросской и Левантской — Восточно-Анатолийской таковы, что обеспечивают сближение Аравии и Кавказа, тогда как территории Анатолии и Ирана как бы отодвигаются в стороны: первая на запад, а вторая на восток. Дуга, образованная Памбак-Севанским и Амасия-Сарыкамьшским разломами, в местном масштабе подчиняется той же закономерности: по ней южные части Кавказа сближаются с более северными. Тот факт, что скорости позднечетвертичных сдвиговых перемещений по Памбак-Севанскому разлому (около 5 мм/год) лишь немногим уступают скоростям перемещений в Левантской зоне (5—7,5 мм/год), свидетельствует о том, что именно дуга Северо-Армянских активных разломов является в современную эпоху главным продолжением Восточно-Анатолийской зоны.

Спитакское землетрясение произошло в области распространения нарушений, оперяющих Памбак-Севанский разлом. И разрыв, активизированный в 1988 г., и другие оперяющие нарушения проявляли активность до землетрясения, и подвижки по ним согласуются с движениями по главному разлому. Эта тектоническая позиция землетрясения 1988 г. определила и его структурные проявления.

СЕЙСМОГЕННЫЙ РАЗРЫВ

Разрыв протягивается на 37 км с юго-востока на северо-запад от с. Алавар на р. Лернаджур через г. Спитак, окрестности пос. Ширакамут (Налбанд) до р. Чичхан (рис. 3). Разрыв состоит из трех участков, разобщенных двумя значительными перерывами: на южной и восточной окраинах Спитака и в окрестностях пос. Ширакамут. Оба перерыва приходятся в основном на впадины, заполненные рыхлыми наносами мощностью в десятки метров, часто застроенные и покрытые сельскохозяйственными угодьями.

Наиболее эффектно сейсмогенный разрыв выражен на 8 километровом центральном участке между г. Спитак и шоссе Спитак — Ленинанкан (рис. 4). Он состоит из отрезков, простирающихся в направлениях от 70° СВ до 34° СЗ, и образует в целом выпуклую на юг дугу. Местами разрыв разделяется на 2—3 полосы трещин. В трех местах к нему под углом причленяются полосы трещин протяженностью 100—200 м с левосдвиговым или сбросо-раздвиговым смещением. Сам разрыв, как показало еще предварительное обследование [7, 12], характеризуется сложным смещением, сочетающим взброс и правый сдвиг. Наши иссле-

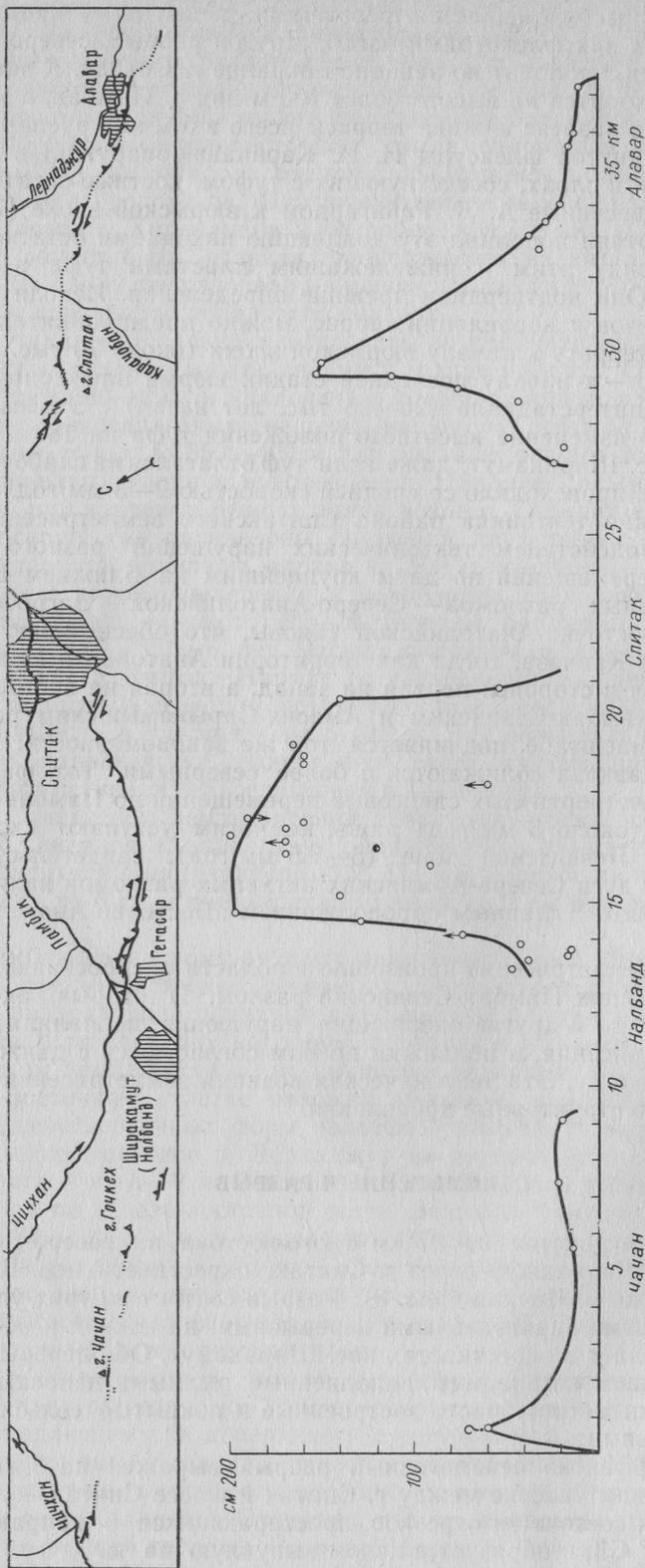


Рис. 3. Сейсмогенный разрыв Спитакского землетрясения 1988 г. и изменение величины общего смещения вдоль его оси
Условные обозначения см. на рис. 1

дования уточнили его параметры. Плоскость разрыва наклонена на север или северо-восток под углами от 23 до 85°, чаще всего около 60°. Взбросовая компонента движений выражена поднятием северо-восточного крыла (см. рис. 4, а). Часто она сопровождается оседанием нависшей части взброшенного крыла; отчего в его тылу возникают зияющие трещины. При чисто взбросовом смещении они параллельны разрыву, а при наличии сдвиговой компоненты ориентированы косо к нему и эшелонированно одна относительно другой. Величина правосдвиговой компоненты смещений определялась либо по горизонтальному смещению характерных элементов поверхности, либо при известной взбросовой компоненте по наклону борозд на плоскости разрыва. В 1 км юго-восточнее с. Гехасар сдвиг регистрируется горизонтальным смещением края и борозд пашни (см. рис. 4, б) и складывается из собственно разрывного смещения на 100—125 см и искривления поверхности в 10-метровой приразрывной зоне еще на 60—80 см. При расчете сдвиговой компоненты по ориентировке борозд учитывались лишь борозды на влажной пластичной глинке трения, возникшей в 1988 г. Обычно они ориентированы однообразно, но в нескольких случаях на основную систему накладываются редкие борозды другого направления (рис. 5). Если последние почти вертикальны, их можно связать с позднейшим оседанием грунта, но при пологом наклоне приходится допускать связь с афтершоками.

Суммарная подвижка, получаемая складыванием векторов взбросовой и сдвиговой компонент смещения, оказалась выдержанной на значительном протяжении центрального участка и составила 160—170 см, в двух местах до 200 см (см. рис. 3). Намечается некоторое ее нарастание в северо-западном направлении. На обоих окончаниях участка смещение быстро сокращается до 40—55 см, а затем разрыв теряется в рыхлых наносах впадин. Вместе с тем соотношения между компонентами смещения варьируют. На упомянутом отрезке разрыва в 1 км юго-восточнее с. Гехасар (азимут простирания 315—320°) при сдвиге на 180 см взбросовая компонента изменяется от 30 до 80 см. В 3,5 км юго-восточнее с. Гехасар, где разрыв простирается в направлении 285—295°, сдвиговая компонента практически отсутствует, и все смещение на 160—170 см оказывается взбросовым (см. рис. 4, а, б).

Рассмотрим отдельно изменения взбросовой и сдвиговой компонент смещения (рис. 6). Местами резко сокращаются обе компоненты. Обычно это окончания отдельных отрезков, где они располагаются кулисно. На удалении от окончаний суммарное смещение выдержано, но взбросовая и сдвиговая компоненты находятся как бы в «противофазе»: возрастание одной сопровождается сокращением другой. В пределах центрального участка преобладает основная тенденция: при азимутах простирания 315—350° преобладает или по меньшей мере не уступает сдвиговая составляющая, а с отклонением простираний к западным румбам — 310—295° и тем более 290—270° все большую роль приобретает взбросовая составляющая (рис. 7). Это означает, что различные формы подвижек на отрезках разных простираний обусловлены единым движением горных масс. Оно таково, что обеспечивает наибольшее сжатие и горизонтальное укорочение территории в направлении примерно 10° СВ.

Многие черты центрального участка сейсмогенного разрыва повторяются и на периферических участках: юго-восточном Алаварском и северо-западном. Там также сочетаются взбросовая и правосдвиговая компоненты смещений причем повсеместно поднято северо-восточное крыло. Но амплитуды смещений там меньше, и сам разрыв более крут: на юго-восточном участке его наклон составляет 60—85° к северо-востоку, а на северо-западном он близок к вертикальному.

На юго-восточном участке разрыва прослеживается с перерывами, будучи выражен местами единой линией или системой эшелонированных трещин, простирающихся в направлениях 325—350°, а местами — зигзагообразным сочетанием разнонаправленных коротких отрезков. При этом отрезки, простирающиеся в направлениях 270—285° и харак-



a



б

теризующиеся выдавливанием грунта и надвиганием северного крыла на южное, чередуются с короткими трещинами растяжения северо-восточного простирания или чаще прямолинейными взбросо-сдвиговыми уступами, ориентированными в направлениях $340-355^\circ$. Подобные зигзагообразные сочетания наблюдались в сейсмогенном разрыве Кумдагского землетрясения 1983 г. в Западной Туркмении [5], где возникли при общей правосдвиговой подвижке. На Алаварском участке правосдвиговые смещения составляют от 5 до 40 см и сочетаются со взбросом северо-восточного крыла на 5—35 см до 150 см на склоне горы Спитак. Обращает внимание то, что соотношение компонент смещения здесь иное, чем на центральном участке: сдвиговая более выдержана, а взбросовая возрастает скачком лишь в одном месте на склоне горы Спитак (см. рис. 4, в). Это заставляет предположить, что такое возрастание обусловлено не столько особенностями распределения тектонической подвижки,



в

Рис. 4. Выражение сейсмогенного разрыва на земной поверхности: *а* — взброс на центральном участке в 3,5 км юго-восточнее с. Гехасар; *б* — правый сдвиг границы и борозд пашни на центральном участке в 1 км юго-восточнее с. Гехасар; *в* — правый сдвиг-взброс до 1,5 м на юго-восточном склоне горы Спитак, юго-восточный участок разрыва

сколько вторичным эффектом: возможно, нарушением гравитационного равновесия и действием ударной волны при землетрясении. Похожее локальные взбросы нижней части склона известны и вдоль некоторых современных и голоценовых сейсмогенных разрывов в Средней Азии.

С подобным явлением может быть связано и локальное возрастание до 60 см вертикального смещения на окончании северо-западного участка — правобережье р. Чичхан, где оно дополняется гравитационным отседанием грунта в северо-западном направлении. Если же рассматри-

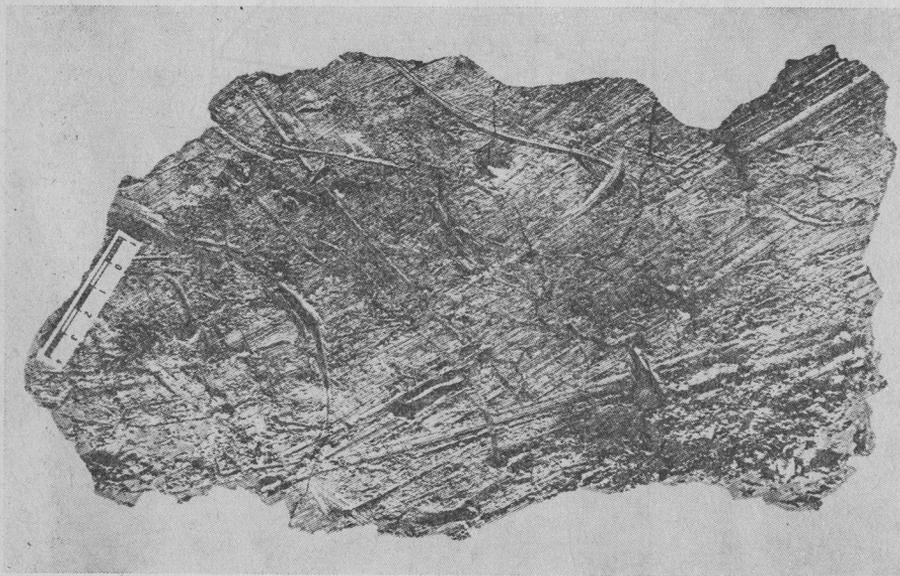
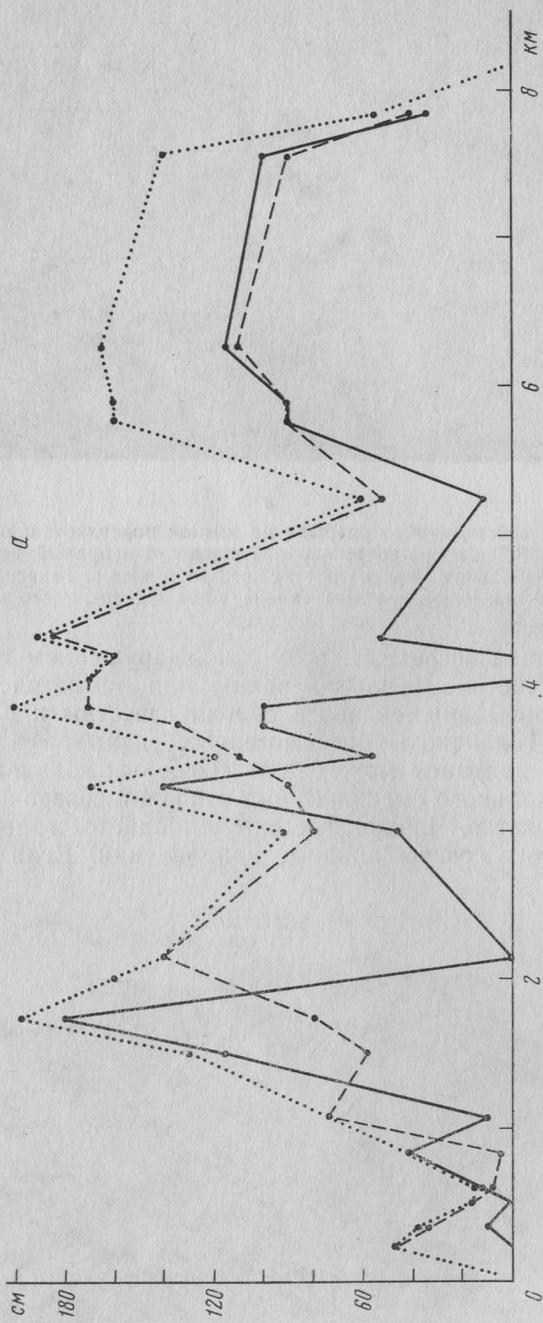


Рис. 5. Борозды 1988 г. на поверхности сейсмогенного разрыва в 3 км юго-восточнее с. Гехасар
Стрелка направлена на СЗ 320°, масштабная линейка перпендикулярна земной поверхности



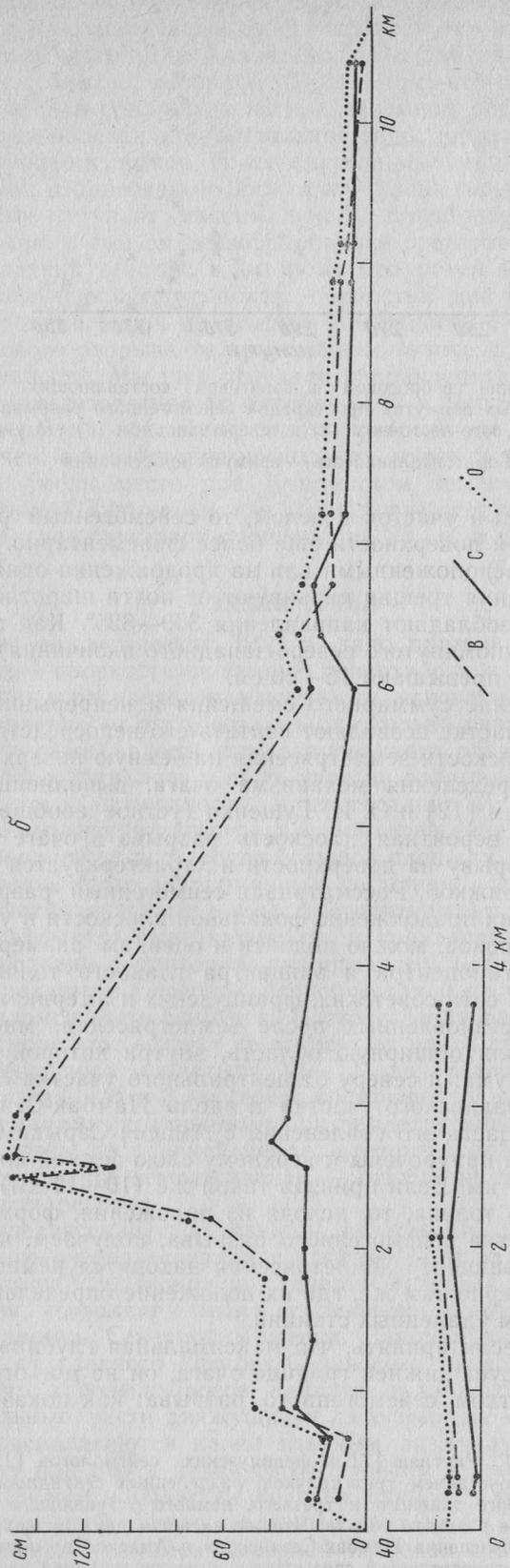


Рис. 6. Изменения взбросовой (В), сдвиговой (С) и общей (О) составляющих смещения вдоль участков сейсмогенного разрыва: центрального (а), юго-восточного (б) и северо-западного без его северо-западного окончания (в)

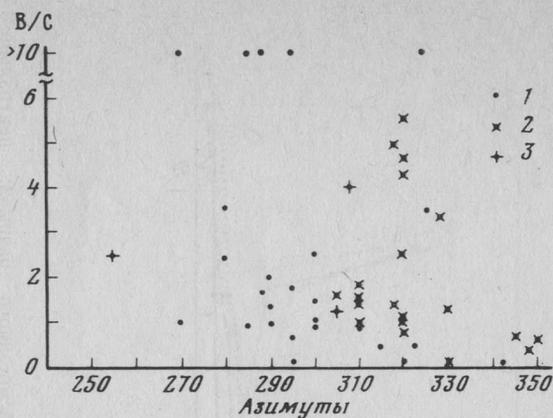


Рис. 7. Отношения взбросовой и сдвиговой составляющих смещения (В/С) при разных азимутах простирания сейсмогенного разрыва на центральном (1), юго-восточном (2) и северо-западном (3) его участках

Горизонтальная ось — азимуты простирания

вать северо-западный участок в целом, то сейсмогенный разрыв выражен здесь на земной поверхности еще более фрагментарно. Он представлен трещинами, расположенными или на продолжении одна другой, или кулисно. Простирания трещин варьируют от почти широтного до меридионального, но преобладают направления $300\text{—}325^\circ$. Как вертикальные (за исключением упомянутого северо-западного окончания), так и сдвиговые смещения не превышают $15\text{—}20$ см.

Резкое увеличение суммарного смещения и непрерывность разрыва на центральном участке позволяют считать его непосредственным выходом фокальной плоскости землетрясения на земную поверхность. С этим согласуются и определения механизма очага, выполненные французскими сейсмологами [12] и О. И. Гущенко (устное сообщение). По их данным, наиболее вероятная плоскость разрыва в очаге параллельна сейсмогенному разрыву на поверхности и характеризуется правой сдвиго-взбросовой подвижкой. Рассматривая сейсмогенный разрыв на центральном участке как продолжение фокальной плоскости и учитывая распределение афтершоков, можно подойти к оценкам размеров и формы очага положения гипоцентра¹ и эпицентра главного толчка. Согласно данным локальной сети советских, французских и американских сейсмических станций, установленных после землетрясения, многочисленные афтершоки охватили обширную область, внутри которой сгруппировались в три максимума: к северу от центрального участка сейсмогенного разрыва, вдоль Алаварского участка и вдоль Памбак-Севанского разлома, включая область его сочленения с Амасия-Сарыкамышским разломом. Афтершоки приурочены к верхнему слою земной коры толщиной до 12 , редко до 16 км. Если принять такой же ($10\text{—}12$ км) глубину гипоцентра главного толчка, то, исходя из положения, формы и наклона центрального участка сейсмогенного разрыва, получаем, что гипоцентр и соответственно эпицентр землетрясения находятся немного восточнее с. Гогаран — примерно там же, где их положение определено по сейсмологическим данным удаленных станций.¹

Вместе с тем, если принять, что максимальная глубина афтершоков (16 км) соответствует нижней границе очага, он не мог ограничиваться центральным участком сейсмогенного разрыва: как показывают миро-

¹ По данным Т. Г. Раутиан [7] и французских сейсмологов [12], Спитакское землетрясение было сочетанием трех толчков, разделенных секундными интервалами: первого слабого, второго главного и третьего, немного уступающего второму. Здесь речь идет о гипоцентре главного толчка. Что же касается двух других, то третий оказывается в области сочленения Памбак-Севанского и Амасия-Сарыкамышского разломов, а первый сугубо гипотетически связывается с северо-западной частью Алаварского отрезка сейсмогенного разрыва.

вые данные [16], площадь очага с магнитудой 7 обычно больше. Вероятно, очаг продолжался под периферийными участками разрыва и подвижки по ним на земной поверхности явились отражением и результатом подвижек в очаге. Для Алаварского участка такая интерпретация представляется, однако, неполной. Дело в том, что сразу после землетрясения он не был обнаружен ни при наземном обследовании, ни при многочисленных облетах эпицентральной зоны, ни при дешифрировании детальных аэрофотоснимков. И это едва ли можно объяснить свежесвалившимся снегом: взбросовая подвижка на склоне горы Спитак на 150 см лишь немногим уступает максимальному смещению на центральном участке разрыва, а там он дешифрировался достаточно отчетливо. Возможно, Алаварский участок, к которому приурочен особенно многочисленный и плотный рой афтершоков, полностью или частично возник в результате проникновения на земную поверхность существовавшего на глубине очагового разрыва не при главном толчке, а в процессе афтершоковой активности. Мы уже отмечали направленную миграцию афтершоков в зоне землетрясения 30 октября 1983 г. Что же касается интенсивных перемещений по сейсмогенному разрыву не только в момент главного толчка, а и в течение нескольких месяцев после него, то они, по-видимому, имели место при Кумдагском землетрясении 14 марта 1983 г. в Западной Туркмении, где сразу после него было зарегистрировано максимальное сдвиговое смещение на 20 см, а через 4 мес оно составило 37 см [5].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Спитакское землетрясение 1988 г. дало пример непосредственного выхода очаговой плоскости на земную поверхность, и мы можем изучить детали строения и распределения подвижки, мгновенной в геологическом смысле (независимо от того, создана она только главным толчком или также афтершоками), вдоль активизированного разлома. Вместе с тем подвижка распространилась и на те участки разрыва, где очаговая плоскость не достигла поверхности, и на соседние Памбак-Севанский и Амасия-Сарыкамышский разломы, т. е. землетрясение вызвало структурные преобразования на достаточно большой площади.

Землетрясение было закономерным событием в современном тектоническом развитии региона и в смысле структурной позиции, и по дислокационному эффекту, выразившемуся в горизонтальном субмеридиональном укорочении территории, аналогичному эффекту движений как по крупным разломам Северной Армении, так и по крупнейшим зонам активных разломов всего Ближнего Востока. Получается, что в рассматриваемом регионе этот эффект не зависит от ранга структур.

Осмотр пещерного монастыря XI—XII вв., расположенного вблизи сейсмогенного разрыва в 3 км северо-восточнее с. Гехасар, показал, что наряду с трещинами, возникшими при землетрясении 1988 г., там есть аналогичные следы по крайней мере еще одного подобного события. Иначе говоря, Спитакское землетрясение — отнюдь не исключительное явление в развитии региона.

Связь землетрясения с активными разломами Северной Армении, которые в свою очередь связаны с крупнейшими на Ближнем Востоке зонами разломов, неоднократно генерировавшими катастрофические землетрясения, позволяет считать сейсмически высокоопасной всю дугу активных разломов Северной Армении. Закономерно и расположение очага к югу от главного Памбак-Севанского разлома: мировой опыт показывает, что в зоне взбросов, надвигов и взбросо-сдвигов, образующих фронтальные части движущихся литосферных масс, сильные землетрясения располагаются не по главным разломам, а в пододвигаемых крыльях или перед надвиговым фронтом в зонах оперяющих нарушений, тогда как в областях краевых сдвигов или сбросо-раздвигов они чаще приурочены именно к главным разломам [1].

Зоны активных разломов Северной Армении состоят из отдельных сегментов протяженностью в десятки километров. Это относится и к

главным, и, тем более, к оперяющим нарушениям. Как показывает мировой опыт изучения активных разломов, сегменты такой протяженности не способны генерировать землетрясения с магнитудой более 7—7,5. Для более детальной оценки сейсмической опасности необходима (и вполне возможна) дифференциация этих разломов по способности отдельных сегментов концентрировать тектонические напряжения в большом объеме земной коры и по наличию дополнительных факторов, влияющих на сейсмичность (тепловой поток, особенности глубинного строения и т. д.). Рассмотрение этих вопросов выходит за рамки целей статьи.

Список литературы

1. Аэрокосмическое изучение сейсмоопасных зон/Ред. В. Г. Трифонов, В. И. Макаров, А. И. Кожурин и др. М.: Наука, 1988. 133 с.
2. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
3. Мкртчян К. А. К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак//Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР. Ереван: Изд-во АрмССР, 1956. С. 65—73.
4. Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
5. Трифонов В. Г., Востриков Г. А., Лыков В. И. и др. Тектонические аспекты Кумдагского землетрясения 1983 г. в Западной Туркмении//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 3—16.
6. Трифонов В. Г., Караханян А. С., Кожурин А. И. Активные разломы и сейсмичность//Природа. 1989. № 12. С. 32—39.
7. Шебалин Н. В., Борисов А. А. Спитакское землетрясение//Природа. 1989. № 4. С. 69—72.
8. Allen C. R. Geological criteria for evaluating seismicity//Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. V. 232 (86). N 8. P. 1041—1057.
9. Ambraseys N. N. Some characteristic features of the North Anatolian fault zone//Tectonophysics. 1970. V. 9. N 2. P. 143—165.
10. Ambraseys N. N. Value of historical records of earthquakes//Nature. 1971. V. 232. P. 375—379.
11. Barka A. A., Kandinsky-Cade K. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity//Tectonics. 1988. V. 7. № 3. P. 663—684.
12. Cisternas A., Philip H., Bousquet J. C. et al. The Spitak (Armenia) earthquake of 7 December 1988: field observations, seismology and tectonics//Nature. 1989. V. 339. N 6227. P. 675—679.
13. Karam El Hakeem. Analysis of the 1759 A. D. Damascus earthquake. Damascus: Syrian Atomic Energy Commission, 1986. 88 p.
14. Pavoni N. Die nordanatolische Horizontalverschiebung//Geol. Rdsch. 1961. B. 51. № 1. S. 122—139.
15. Report of Intern. Res. and Development Cooperation ITIT. Project N 8513. Res. on Quaternary Crustal Movement and Earthquake Prediction. Tokyo: Ministry of Intern. Trade and Industry, 1988. 96 p.
16. Ribeiro A. A stochastic model to estimate maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions and slip-rate//Terra cognita. 1986. № 6. P. 611—615.
17. Seymen L., Aydin A. The Bingöl earthquake fault and its relation to the North Anatolian fault zone//Turkey Miner. Res. and Explor. Inst. Bull. 1972. № 79. P. 1—8.
18. Tatar Yu. Tectonic structures along the North Anatolian fault zone, northeast of Refahiye (Erzincan)//Tectonophysics. 1975. V. 29. № 1/4. P. 401—409.
19. Tchalenko J. S., Braud J., Berberian M. Discovery of three earthquake faults in Iran//Nature. 1974. V. 248. № 5450. P. 661—663.
20. Toksöz M. N., Arpat E., Saroglu F. East Anatolian earthquake of 24 November 1976//Nature. 1977. V. 270. N 5636. P. 423—425.
21. Wallace R. E. Earthquake of August 19, 1966, Varte area, Eastern Turkey//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1968. V. 58. № 1. P. 11—45.
22. Wellman N. W. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan//Geol. Rdsch. 1966. B. 55. № 3. S. 716—735.
23. Zak J., Freund R. Recent strike-slip movements along the Dead-Sea rift//Isr. J. Earth Sci. 1965. V. 15. P. 33—37.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017;
Институт геологических наук
АН АрмССР, Ереван, 375019

Поступила в редакцию
23.XI.1989