

УДК 550.34.013.4 550.343.6

МОДЕЛИРОВАНИЕ КИНЕМАТИКИ ТАВРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА И ДИНАМИКА ПОДГОТОВКИ СИЛЬНЫХ ($M \geq 7.1$) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

С.Ц. Акопян, Е.А. Рогожин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
г. Москва, Россия

Аннотация. Рассмотрена сейсмотектоника Тавро-Кавказского региона с целью математического моделирования ее динамики при подготовке сильных землетрясений. На основе предыдущих исследований авторов разработана предварительная кинематическая плито-блоковая модель региона. Сравнительный анализ модели с задачами механики грунтов показал, что деформации в процессе геологической эволюции, обусловленные вдавливанием Аравийской плиты в регион, могли образовать современную геометрию основных сейсмотектонических структур. Проведен анализ динамического поведения полученной модели на основе статистических сейсмических параметров суммарной энергии и энтропии. Выявлены пространственно-временные и энергетические зависимости между параметрами сильных ($M \geq 7.1$) землетрясений Армянского нагорья и суммарными параметрами относительно слабых землетрясений-индикаторов Тавро-Кавказского региона, контролирующих зарождение неустойчивости в выделенном объеме литосферы. Обоснована возможность применения метода сейсмической энтропии для количественного описания динамического поведения больших объемов сложных геологических сред, ответственных за подготовку землетрясений определенного энергетического уровня.

Ключевые слова: кинематическая модель, сейсмический цикл, математическое моделирование, анализ неустойчивости, мониторинг сейсмичности.

PACS: 91.30.Ab Px, 91.45.Ga

ВВЕДЕНИЕ

Математическое моделирование сейсмических процессов в больших объемах литосферы, каким является Тавро-Кавказский регион, во времени представляет проблему в сейсмологии. Трудности связаны с тем, что сейсмотектонические процессы протекают медленно, а динамическое поведение среды в неоднородностях может изменяться довольно быстро, в связи с чем возникает необходимость выявления объемов геологической среды, вовлеченных в процесс подготовки землетрясений того или иного энергетического уровня. Для надежного практического мониторинга динамического поведения среды необходим метод, который позволил бы моделировать и контролировать все этапы подготовки неустойчивости на разных временных промежутках (долго-, средне- и краткосрочном).

Модели геологической среды в лабораторных условиях упрощены и весьма далеки от реальности. В лучшем случае они могут отразить отдельные сейсмотектонические структуры, разломы или очаговые области землетрясений. При таком моделировании теряется информация о взаимо-

действии структур, разломов на больших расстояниях. Для описания деформации больших региональных сейсмотектонических структур можно применять аппарат механики грунтов и моделировать общие сейсмотектонические особенности региона, но для задач динамики поведения отдельных элементов возникают трудности: структура среды и граничные условия неизвестны, напряжения и деформации не являются универсальными, надежно регистрируемыми параметрами. Землетрясения, механизмы очагов, смещения по разломам – это наиболее надежно регистрируемые параметры, непосредственно отражающие реакцию среды на внешнее воздействие. Но для их эффективного использования необходимы теоретические разработки.

Большинство статистических сейсмических методов описания активности и динамики поведения среды основаны на эмпирическом законе повторяемости Гутенберга–Рихтера [Gutenberg, Richter, 1954; Jordan et al., 2011]. Но если следовать этому закону, при осреднении по времени и магнитуде теряется важная информация о кри-

тическом поведении среды, остается некоторый произвол в выборе сейсмоактивного объема среды. При энергетическом подходе описания среды статистически значимые для этого закона меньшие землетрясения с высокой повторяемостью дают малый вклад, а при сильных землетрясениях закон нарушается [Bird et al., 2010]. Энергетический подход описания динамики поведения среды и возникновения неустойчивости, основанный на параметре суммарной выделившейся упругой сейсмической энергии в выделенном объеме геологической среды, был предложен в работах [Акопян, 1985; 1995a]. Параметр суммарной высвободившейся сейсмической энергии в сейсмологии в несколько другой постановке задачи был введен в работе [Tsuboi, 1965]. Этот параметр необходим, но недостаточен для описания динамического поведения реальной среды, в которой доминируют пластические неупругие деформации, крип, тепловыделения и т.д., которые меняют состояние среды во времени.

Для косвенного описания процессов, которые невозможно напрямую измерить в больших объемах геологической среды, был введен параметр сейсмической энтропии, зависящий от времени. В предлагаемой статье метод сейсмической энтропии [Акопян, 1995a, б, в; 1998] применяется для математического моделирования динамических процессов подготовки сильных землетрясений $M \geq 7.1$ для Тавро-Кавказского региона. Этот сейсмоактивный регион хорошо изучен, для него накоплен обширный материал по сейсмотектонике, кинематике и изучению динамики подготовки землетрясений [Jackson, McKenzie, 1984; Jackson, Ambraseys, 1997; Copley, Jackson, 2006; Рогожин и др., 2011].

Работа состоит из трех разделов. В первом разделе на основе накопленного авторами материала описывается предварительная кинематическая модель региона; во втором – геометрия кинематической модели обосновывается задачей механики грунтов; в третьем – описывается метод сейсмической энтропии применительно к сейсмической системе Армянское нагорье, приводятся трековые, фазовые и энергетические диаграммы и коэффициент эффективности работы системы, рассчитанные на основе этого метода. В качестве примера приложения предлагаемой авторами модели подробно описывается динамика подготовки Ванского землетрясения 23.10.2011 г. в Восточной Турции [Kalafat et al., 2012].

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТАВРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Тавро-Кавказский регион расположен в центральной части Альпийско-Гималайского пояса. Современная динамика плито-блоковой модели в целом укладывается в историю эволюции Армянского нагорья и прилегающих областей Кавказа, Анатолии и Ирана [Акопян, 1982, 1985; Асланян и др., 1982; Рогожин, 2002, 2009; Рогожин и др., 2011]. Кинематика региона обусловлена вращательным (против часовой стрелки) движением Аравийской плиты относительно Евразиатской и вдавливанием ее в Тавро-Кавказский регион. Изучению полюса вращения между плитами Евразия–Аравия посвящены работы [Chase, 1978; Rotstein, 1984; Jackson, Ambraseys, 1997]. Полюс вращения относительных движений между плитами Евразия и Аравия расположен на севере Африки ($\phi = 34.9^\circ$, $\lambda = 7.2^\circ$), темп вращения – 0.6° за 1 млн лет [Jackson, Ambraseys, 1997]. На рис. 1 показаны полюс

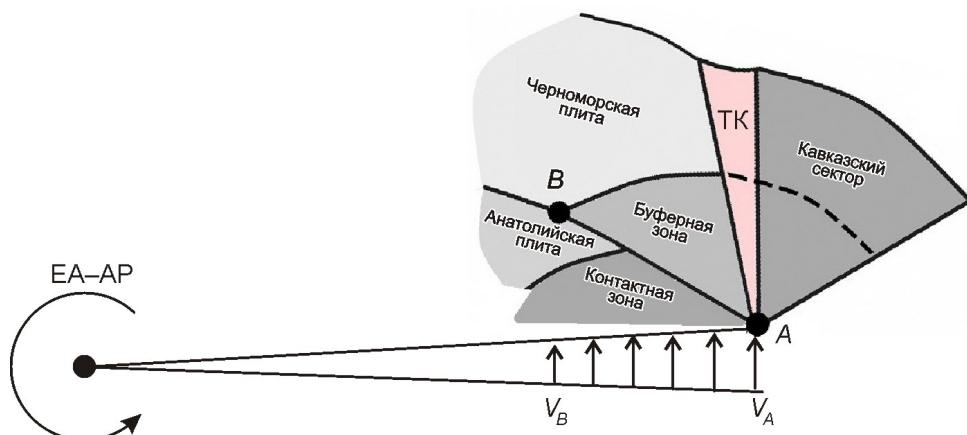


Рис. 1. Полюс вращения между Евразиатской (фиксирована) и Аравийской плитами и схематическая конфигурация региональной плито-блоковой структуры Тавро-Кавказского региона
EA – Евразиатская плита; AP – Аравийская плита; ТК – Транскавказское поднятие

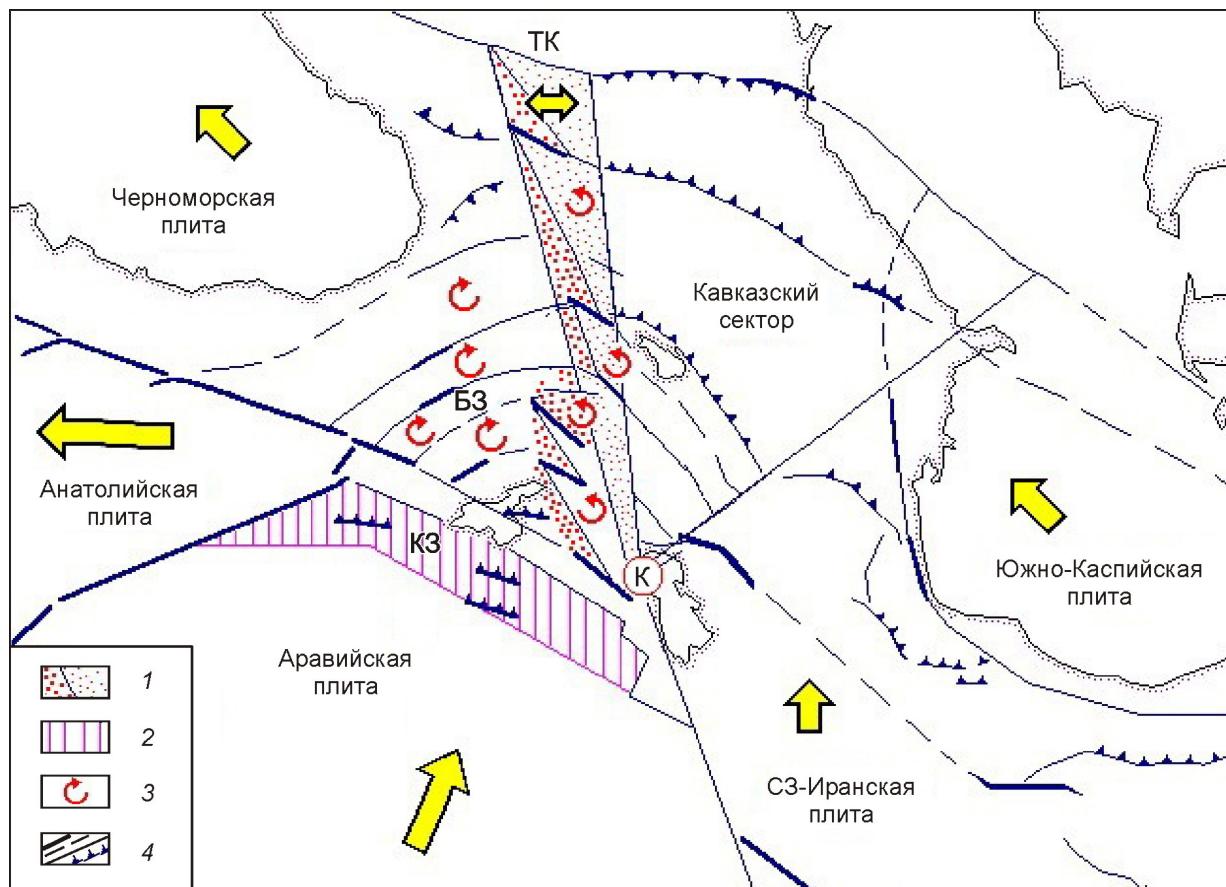


Рис. 2. Схема кинематической модели Тавро-Кавказского региона

1 – Транскавказская зона растяжения; 2 – контактная зона; 3 – движения плит по отношению к Евразиатской плите (показаны тенденции вращательных движений микроблоков по и против часовой стрелки); 4 – разрывы и дизъюнктивные нарушения в очагах землетрясений $M > 6.5$. ТК – Транскавказское поднятие; БЗ – буферная зона; КЗ – контактная зона; К – Курдистанский узел

вращения и конфигурация региональной системы Тавро-Кавказ.

Значения радиусов вращений и линейные скорости характеристических точек A и B на рис. 1 равны: $R_A = 2700$ км, $R_B = 2370$ км, $\Delta R = 570$ км, $V_A = 2.83$ см/год, $V_B = 2.48$ см/год, $\Delta V/V = 12.4\%$. Система Тавро-Кавказ состоит из Кавказского сектора (включая Транскавказское поднятие), буферной зоны и восточной части Анатолийской плиты. Система расположена в пределах Евразиатской плиты во фронтальной части Аравийской плиты. Она сдавливается в близмеридиональном направлении и деформируется под воздействием Аравийской плиты. Специфической особенностью воздействия является на протяжении почти 570 км (от точки A до B , см. рис. 1) уменьшение скоростей сжатия на 12 %, что приводит к образованию уникальной раздробленной структуры литосфера в регионе.

На рис. 2 приведена кинематическая плито-блочная модель Тавро-Кавказского региона (векто-

ры скоростей движения и вращения плит указаны по отношению к Евразиатской плите), построенная на основе комплексного изучения сейсмичности, механизма очагов землетрясений $M \geq 5.0$, с привлечением данных сейсмотектоники, линеаментов и распределения сейсмоскоростей в верхней мантии [Асланян и др., 1982; McKenzie, 1984; Акопян, Джагинян, 1992; Рогожин, 2002; Copley, Jackson, 2006]. Эта кинематическая модель ответственна за сильные ($M > 6.5$) землетрясения. Ключевую роль в перераспределении региональных напряжений, образующихся из-за вклинивания Аравийской плиты в Тавро-Кавказский регион, играет Курдистан-Ванская сейсмоактивная контактная зона и Транскавказское поднятие.

Опишем кратко основные тектонические элементы кинематической модели, показанной на рис. 2.

Контактная зона – область взаимодействия между Евразиатской и Аравийской плитами. Она протягивается в широтном направлении

на 300 км, в меридиональном направлении – на 80 км и включает эпицентры исторических сильных землетрясений ($M \geq 6.6$) 1866, 1871, 1884 и 1975 гг. Контактная зона – это складчатая зона столкновения, где происходят преимущественно надвиговые процессы без существенных сдвиговых компонент. Процессы образования разрывов в этой зоне мы рассматриваем как деформации внутри Аравийской плиты [Акопян, 1985], которая, находясь здесь в сильно сдавленном состоянии, частично реализует накопленную потенциальную энергию посредством криповых процессов или землетрясений. Эта зона по размерам намного меньше граничной зоны, рассмотренной в работах [Jackson, McKenzie, 1984; Ambraseys, 1989].

Максимум региональных напряжений концентрируется в Курдистанском узле и затем перераспределается в Кавказском секторе. Кавказский сектор охватывает большую площадь, включая восточную часть Большого Кавказа и Малый Кавказ. Блоки внутри сектора на севере почти не имеют горизонтальных составляющих скоростей и взаимодействуют в близвертикальном направлении с тенденцией вращения против часовой стрелки (см. рис. 2). Система разломов ЮВ–СЗ-ориентации внутри этого сектора в районе Армении имеет привосторонние сдвиговые компоненты.

Транскавказское поднятие является западной границей Кавказского сектора. Оно протягивается в меридиональном направлении от оз. Урмия до северных предгорий Кавказа и включает крупнейшие вулканы региона: Эльбрус, Казбек, Абул, Самсар, Арагац, Аарат, Тендерек [Новейший..., 2005]. Многими сейсмологами недооценивается роль Транскавказского поднятия в динамике литосферы, так как оно не проявляется на поверхности Земли четкими меридиональными сейсмоактивными разломами. В наших построениях Транскавказское поднятие играет главную роль в перераспределении напряжений, без чего невозможно понять и объяснить многие наблюдаемые факты в рамках единой модели. Эта зона проявляется пониженными аномалиями сейсмических скоростей в верхней мантии, повышенным тепловым потоком, вулканизмом и гравитационными аномалиями [Асланян и др., 1986; Рогожин и др., 2011]. Все эти факты указывают на вздымяние высокотемпературной литосферы в зоне Транскавказского поднятия и тенденцию раздвигания блоков в широтном направлении. Поднятие в некотором смысле является континентальным аналогом рифтовой зоны, но в отличие от последней здесь первопричиной вулканизма является не тепловая конвекция в верхней мантии и субдукция, а растягивающий механизм и пластические деформации, возникающие из-за вдавливания Аравийской плиты в Евразиатскую.

Транскавказское поднятие делит Армянское нагорье и Кавказ на две существенно отличающиеся друг от друга системы блоков – западную и восточную. Западная часть Армянского нагорья (буферная зона) зажата между Кавказским сектором и граничной зоной. В этой зоне системами левосторонних разломов образованы протяженные блоки с вращательными компонентами по часовой стрелке. А к востоку от Транскавказской зоны, внутри Кавказского сектора, системами правосторонних разломов образованы блоки с вращательными компонентами против часовой стрелки. Такие вращательные движения блоков приводят к образованию зон растяжений и способствуют активному вулканизму. Анатолийская плита вытесняется к западу под действием меридионально направленных сил сжатия, действующих на расстоянии ~250 км по Северо-Анатолийскому разлому. Это является причиной катастрофических землетрясений и миграции очагов сильных землетрясений по Северо-Анатолийскому разлому к западу [Stein et al., 1997]. Иранская плита, продвигаясь к северо-северо-востоку, взаимодействует с Южно-Каспийской плитой, встречая основное сопротивление в районе Гиляна (Иран), где происходят разрушительные землетрясения. Взаимодействие между Иранской и Аравийской плитами приводит к сейсмической активности в Загросе.

На Восточном Кавказе происходит в основном сжатие и утолщение коры. В зоне пересечения Кавказа с Транскавказским поднятием Кавказский хребет деформируется из-за растяжений в широтном направлении. Расчеты на основе геометрической картины деформаций показывают, что за последние несколько миллионов лет проходило растяжение Транскавказского поднятия в широтном направлении с угловой скоростью $\omega = 2 \cdot 10^{-6}$ град/год вокруг полюса с координатами $\phi = 37.80^\circ$, $\lambda = 44.80^\circ$, который приходится на Курдистанский узел.

Таким образом, зона Транскавказского поднятия, пластиически деформируясь (сокращаясь в меридиональном направлении), давит на буферную зону. Поскольку в буферной зоне протяженные блоки ориентированы по направлению этого давления, они как бы играют роль «буфера», передавая это давление на восточный конец Анатолийской плиты. В результате Анатолийская плита приобретает дополнительное движение к западу со скоростью ~2 см/год. Известно, что Анатолийская плита за последние несколько миллионов лет сместились к западу относительно Курдистана. Суммарное смещение по Северо-Анатолийскому разлому оценивается в 85 ± 5 км, на Восточно-Анатолийском разломе – 22–27 км [Jackson, McKenzie, 1984].

Для объяснения разницы подвижек по Северо-Анатолийскому и Восточно-Анатолийскому разломам рассматривается модель движения Анатолийской плиты к западу с вращательной компонентой против часовой стрелки [Rotstein, 1984].

Блоки, расположенные внутри буферной зоны, по мере вытеснения Анатолийской плиты к западу приобретают вращательную компоненту и со временем (по мере высвобождения соответствующего пространства) могут «проскальзывать» друг относительно друга, вызывая сильные землетрясения. Противодействуя, эти блоки давят на Транскавказскую зону в районе от Курдистанского узла до Джавахетского нагорья, вызывая здесь местами сильную сейсмическую активизацию. Особенность этого проявляется на Джавахетском нагорье, где почти постоянно наблюдается повышенный фон сейсмической активности, сейсмические рои.

Активизация внутри буферной зоны в виде сильного землетрясения с левосторонней компонентой происходит относительно редко. Как правило, это приводит к нарушению динамического равновесия в зоне Транскавказского поднятия и к разрушительным землетрясениям. Например, после Хорасанского землетрясения $M=6.9$, произошедшего в 1924 г. на востоке Турции, в 1926 г. произошло землетрясение $M=5.7$ на северо-западе Армении, а Нарманское землетрясение 1983 г. $M = 6.7$ вызвало катастрофическое Спитакское землетрясение 1988 г. $M = 6.8$.

Итак, региональные напряжения в Тавро-Кавказском регионе, возникающие из-за вклинивания Аравийской плиты в Евразиатскую, в первую очередь концентрируются в Курдистанском узле и перераспределяются в Кавказском секторе в радиальных направлениях от Курдистанского узла, доходя до северных предгорий Кавказа и вызывая здесь сейсмическую активизацию. Затем в результате сокращения коры в направлении север–юг и пластических деформаций и растяжений в направлении восток–запад в зоне Транскавказского поднятия происходит передача напряжений через буферную зону к Анатолийской плите. Активизация буферной зоны может откликаться разрядкой напряжений в зоне Транскавказского поднятия. При таком воздействии Аравийская плита сама деформируется в контактной зоне. Одновременно с этим под воздействием Аравийской плиты происходит концентрация напряжений на северо-западе Ирана и на юге Каспия. Согласно предлагаемой нами модели, активизация Кавказского сектора может служить индикатором темпа движения Аравийской плиты и предвещать катастрофические землетрясения на Армянском нагорье.

Приведенная на рис. 2 кинематическая модель Тавро-Кавказского региона объясняет с единых позиций механизм перераспределения регио-

нальных напряжений и передачи их на большие расстояния. Эта модель может служить основой для разработки метода количественного описания сейсмических процессов на Армянском нагорье и Кавказе на основе сейсмической энтропии. В свою очередь, метод позволит тестиировать и уточнять динамику модели. Прежде, чем перейти к тестированию модели методом сейсмической энтропии, проведем ее сравнительный анализ с задачами из механики грунтов, имея целью объяснить и оценить ее геометрию. Это позволит более целенаправленно провести математическое моделирование динамики Тавро-Кавказского региона.

Обоснование эволюционной кинематической модели Тавро-Кавказского региона механическими моделями

Оценка эволюционной модели Тавро-Кавказского региона после закрытия субдукционных зон с позиции тектоники плит была дана в обзорной статье [Акопян, 1982]. Рассмотрение механической модели позволяет в общих чертах продемонстрировать процесс образования ключевых элементов Тавро-Кавказского региона в рамках единой модели. Модельным аналогом деформирования Тавро-Кавказского региона в процессе геологической эволюции под воздействием Аравийской плиты и современной кинематической картины может служить задача о вдавливании плоского штампа в полубесконечный грунтовый массив, которая хорошо изучена в механике грунтов [Терцаги, 1961; Цитович, 1979].

Механическую задачу о действии приложенной и постепенно нарастающей нагрузки в грунтах можно разделить по времени на три стадии: 1) стадия упругого деформирования и уплотнения полупространства, на которое приложена нагрузка; 2) потеря сплошности и образование линий скольжения (сдвигов); 3) процесс установления режима квазистатического течения и хрупкого разрушения материала полупространства. Исходя из практических соображений строительства инженерных сооружений, первые два этапа этого процесса довольно хорошо изучены в механике грунтов [Цитович, 1979].

Если провести аналогию с механической моделью деформаций в плоскости поверхности земли, то Тавро-Кавказский регион в процессе геологической эволюции прошел первые две стадии деформирования и сейчас находится на третьей стадии, которая определяется действием механизма трения на разломах и геометрией разломно-блочной структуры.

Выберем систему координат x, y, z . В качестве плоскости $x\bar{y}$ полупространства выберем одно-

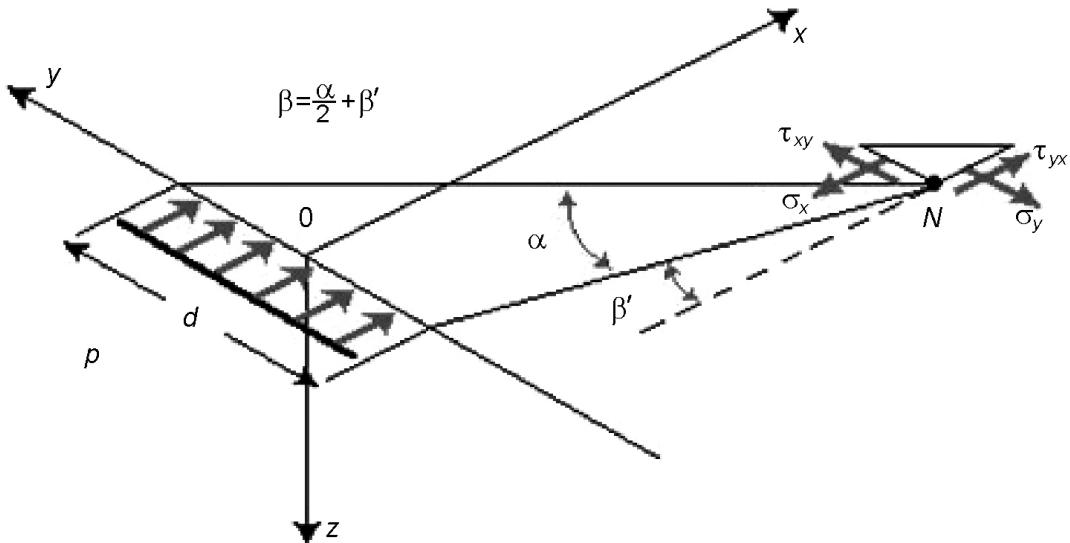


Рис. 3. Схема действия равномерно распределенной боковой нагрузки на плиту в условиях плоской задачи (по: [Цитович, 1979])

родную плоскую плиту, а границей – вертикальную разломную плоскость $y\bar{0}z$. Рассмотрим действие на плоскую плиту бокового давления p , направленного по оси x и сосредоточенного в боковой площадке плиты шириной d (рис. 3). Гравитационными силами будем пренебречь.

Для произвольной точки N полупространства с углом видимости α выражения для нормальных и касательных составляющих напряжений будут:

$$\begin{aligned}\sigma_x &= p / \pi(\alpha + \sin \alpha \cos 2\beta), \\ \sigma_y &= p / \pi(\alpha - \sin \alpha \cos 2\beta), \\ \tau_{xy} &= p / (\sin \alpha \sin 2\beta),\end{aligned}\quad (1)$$

где $\beta = \alpha/2 + \beta'$. Все составляющие напряжений (1) не зависят от упругих параметров линейно-деформируемого полупространства (модулей сжатия и сдвига), а зависят от координат точки N и прямо пропорциональны величине нагрузки p и ширине площадки d .

На рис. 4 приведены линии равных напряжений для σ_x , σ_y и τ_{xy} [Цитович, 1979]. Касательные напряжения у краев нагрузки наибольшие. Из данных, приведенных на рис. 4, видно, что напряжения σ_x (горизонтально сжимающие напряжения, давление) медленно убывают с увеличением расстояния x и довольно быстро убывают при удалении от оси x в стороны. Что же касается напряжений σ_y , то они резко убывают с удалением от места приложения нагрузки и значительно в меньшей степени убывают в стороны от оси x . Касательные напряжения τ_{xy} концентрируются по краям места приложения нагрузки, откуда проис-

ходит выдавливание материала. Влияние сжимающих напряжений σ_x уменьшается в 10 раз примерно до расстояний $x = 6d$; σ_y уменьшается в 10 раз в точке с координатами $x = 1.5d$, $y = 2d$; τ_{xy} – в точке с координатами $x = 2d$, $y = 1.5d$.

Такая деформационная картина, вероятно, наблюдалась на ранней стадии эволюции Тавро-Кавказского региона после закрытия субдукционных зон и на стадии, когда происходила инверсия рельефа (поднятие) и формирование горно-складчатых областей Большого и Малого Кавказа (поздний палеоген–неоген, 35–25 млн лет), но до нарушения сплошности Евразиатской плиты. В плиоцене (5–2.5 млн лет), к началу четвертичного периода, вся территория современного Кавказа превратилась в сушу. Главные напряжения (наибольшие и наименьшие нормальные напряжения) будут приурочены к площадкам, расположенным по горизонтальной оси симметрии нагрузки x (см. рис. 3). Для таких площадок угол $\beta = -\alpha/2$, $\beta = 0$, сдвигающее напряжение $\tau = 0$ (см. формулы (1)). В случае Тавро-Кавказского региона ось x совпадает с Транскавказским поднятием, поэтому здесь будут доминировать нормальные главные напряжения $\sigma_x = p$, $\sigma_y = \sigma_z = K p$, где K – коэффициент бокового давления грунта.

Рассмотрим теперь задачу предельно-напряженного состояния нагруженного полупространства. В этом случае система из фазы уплотнения переходит в фазу сдвигов. В некоторых местах величины касательных напряжений между частицами преодолевают сопротивления сдвигу, между частицами проявляются скольжения, по-

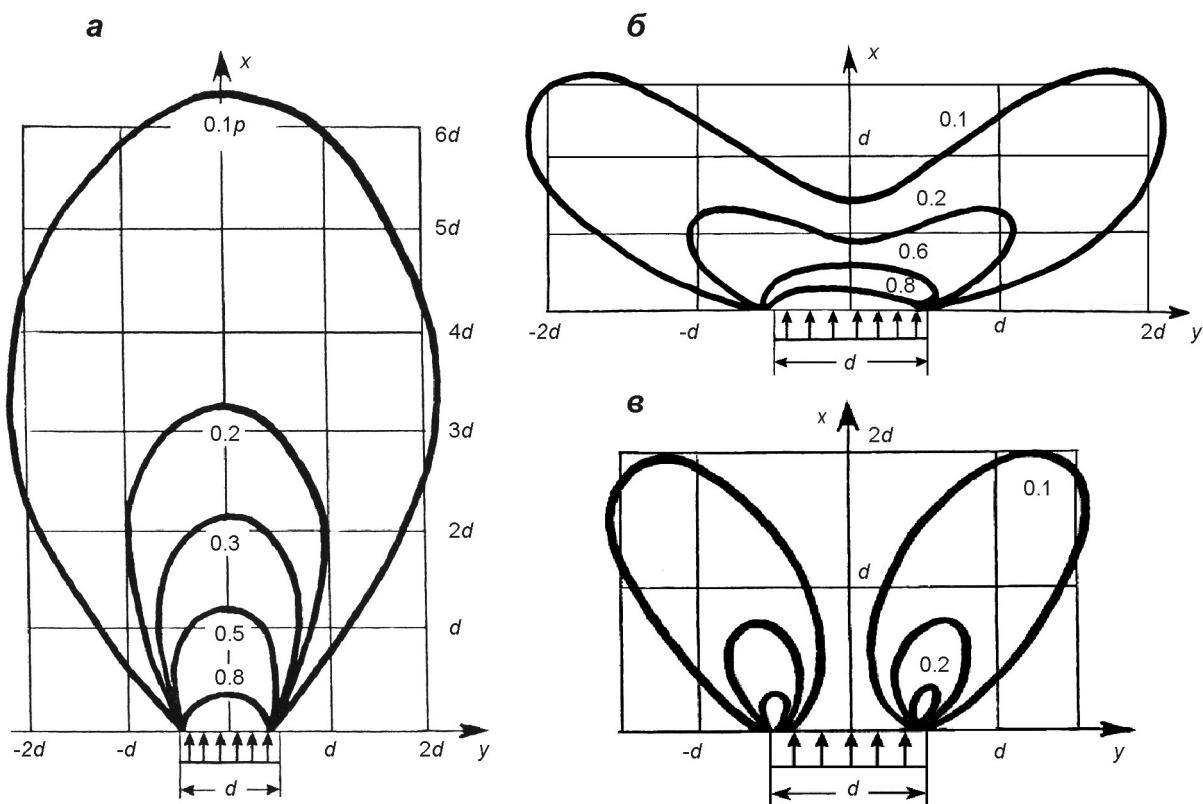


Рис. 4. Изобары напряжений, возникающих при действии на грунт нагрузки ограниченной ширины d (по: [Цитович, 1979]): а – изобары напряжения σ_x , действующего на вертикальных площадках yz ; б – изобары напряжения σ_y , действующего на вертикальных площадках xz ; в – изобары напряжения τ_{xy}

степенно формирующиеся в отдельные площадки скольжения и зоны сдвигов. В начале фазы сдвига напротив штампа начинается формирование жесткого уплотненного ядра, где смещения частиц ограничены. При дальнейшем увеличении нагрузки наступает прогрессирующая фаза сдвигов, переходящая (в зависимости от граничных условий) в криповые течения, боковые выпирания.

Условие предельного равновесия для связных грунтов записывается в виде [Цитович, 1979]

$$\frac{(\sigma_x - \sigma_y)^2 + 4\tau_{xy}^2}{(\sigma_x + \sigma_y + 2c\tan\varphi)^2} = \sin^2 \varphi, \quad (2)$$

где $c = p_e \tan \varphi$ – коэффициент связности; p_e – давление связности (для сыпучих грунтов $c = 0$). Это выражение можно записать и через главные напряжения:

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 + \sigma_2 + 2p_e} = \sin \varphi. \quad (3)$$

Выражения (2) и (3) дают возможность определить направления площадок скольжения в условиях предельного равновесия. Для любой точки направления площадок скольжения будут наклонены под углом $\pm(45^\circ + \varphi/2)$ к направлению площадки наибольшего главного напряжения.

Будем считать, что полупространство, на которое действует сосредоточенная нагрузка p , находится все время в нагруженном состоянии, убывающем по мере возрастания x :

$$\sigma_1 = \sigma_2 = q(x) = q_0/x, \quad x > 0, \quad (4)$$

где q_0 – боковая пригрузка (рис. 5, а). Уравнение для предельной нагрузки на фронтальную часть плиты, соответствующей стадии ее максимальной несущей способности, будет:

$$\lim p_k = (q_0 + c/\tan \varphi) \tan^2 (\pi/4 - \varphi/2) \times \exp(\pi \tan \varphi) - c/\tan \varphi. \quad (5)$$

После чего плита теряет сплошность и образуются линии скольжения, изображенные на рис. 5, а. Решая дифференциальные уравнения равно-

весия совместно с условием предельного равновесия, можно найти математически точные очертания поверхностей скольжения [Березанцев, 1970]. Вся фронтальная часть полупространства плиты разбивается на три зоны (см. рис. 5, а). В зоне AOG наибольшие главные напряжения всегда направлены по оси y , а в зоне OBC по оси x . В пределах угла AOB образуется пучок прямых, выходящих из т. O , и система сопряженных с ними логарифмических спиралей. В зоне AOG образуются два семейства параллельных прямых, наклоненных от оси y на углы $\pm(\pi/4 - \varphi/2)$.

Уравнения логарифмических спиралей в полярных координатах (r, θ) с началом в т. O имеют вид [Березанцев, 1970]:

$$\begin{aligned} r &= C \exp (\theta \operatorname{tg} \varphi), \\ C &= p_k / (1 + \sin \varphi), \end{aligned} \quad (6)$$

где θ – угол, отсчитываемый от оси x .

Далее начинается процесс бокового выпора блоков, находящихся слева от т. O (см. рис. 5, б, в). Протяженность l действия бокового выпора зависит от ширины d и коэффициента внутреннего трения:

$$l = d \operatorname{ctg} (45 - \varphi/2) \exp (\pi/2 \operatorname{tg} \varphi). \quad (7)$$

По аналогии с приведенной механической моделью из-за вклинивания Аравийской плиты в Евразиатскую в последней в процессе геологической эволюции произошло нарушение сплошности. Роль нагрузки в тектонике Тавро-Кавказского региона играет Аравийская плита, максимальное воздействие которой приходится на район Курдистана. На рис. 5, б приведена схема, иллюстрирующая деформацию Тавро-Кавказского региона на начальной стадии нарушения сплошности в пределах Евразиатской плиты, а на рис. 5, в – унаследованная в процессе геологической эволюции от начальной стадии современная картина раздробленной структуры региона. Геометрическое сходство стадий деформации механической модели с эволюционной моделью Тавро-Кавказского региона и современной кинематикой довольно красноречиво доказывает правдоподобность приведенной модели.

Из геометрии современной кинематической картины видно, что для Тавро-Кавказского региона угол внутреннего трения $\varphi = 30^\circ$, а полюс логарифмической спирали находится в районе горы Аарат (см. рис. 5, б, в). Уравнение логарифмической спирали для региона принимает вид:

$$r = 0.667 \exp (0.577 \theta). \quad (8)$$

Таким образом, прямые линии и логарифмические спирали являются основными конфигурациями региональных разломных нарушений, до-

пускающими соответственно поступательное и вращательное движение блоков Тавро-Кавказского региона.

Образование Кавказского сектора, Транскавказского поднятия, буферной зоны и Анатолийской микроплиты, а также вытеснение Анатолийской и Черноморской микроплит соответственно к западу и северо-западу от зоны приложения максимальных давлений Аравийской плиты хорошо объясняются рассмотренной нами моделью. Асимметрия картины возникает из-за вращательной компоненты (против часовой стрелки) Аравийской плиты. Такое вращение создает с восточной стороны, со стороны Ирана и Южного Каспия, встречное движение и «подпорку» Кавказскому сегменту.

Учитывая, что сейсмичность распространяется до северных предгорий Кавказа, можно считать, что и напряжения от Курдистанского узла распространяются в северном направлении приблизительно на 660 км. Спад сейсмической активности в этом направлении объясняется уменьшением величин сжимающих напряжений примерно в 10 раз. Исходя из этого, ширину зоны максимального давления Аравийской плиты в районе этого узла можно принять $d \sim 110$ км. Ширину зоны выпора, действующего к западу от этого узла, для $\varphi = 30^\circ$ можно рассчитать по формуле (7): $l = 4.3d \approx 470$ км, т.е. эта зона протягивается по Северо-Анатолийскому разлому к западу от Курдистана примерно на 570 км (см. рис. 5, в). Проведенный анализ показывает, что реальная кинематическая картина для больших объемов литосферы в целом укладывается в единую механическую модель, что дает возможность объяснить наблюдаемую геометрию кинематической модели.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА АРМЯНСКОЕ НАГОРЬЕ И АНСАМБЛЬ СИЛЬНЫХ ($M \geq 7.1$) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

МЕТОД СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНТРОПИИ

Аналогия с механической моделью позволяет в общих чертах масштабировать структурные элементы, описать и моделировать реальную кинематику региона, выявить причинно-следственные и пространственно-временные связи между землетрясениями в рамках всего Тавро-Кавказского региона. Но в то же время применение моделей деформации из механики грунтов показывает, что возникают определенные трудности. Для описания медленных геологических процессов (многие миллионы лет) мы применили довольно сложную модель из механики грунтов, «испытания» которой в лабораторных условиях занимают относительно короткое время (десятки часов). Для задач современной динамики и развития сейсмической

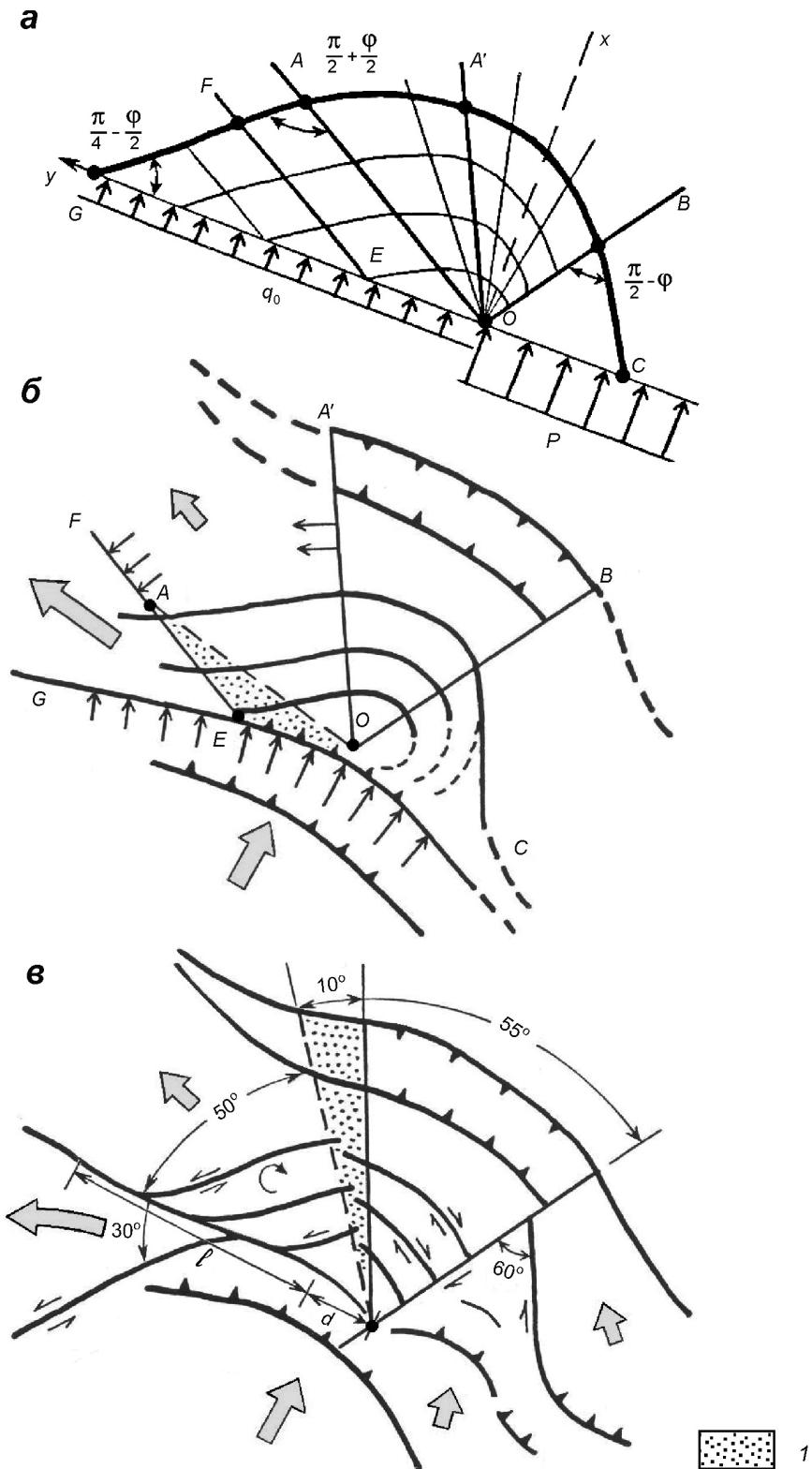


Рис. 5. Схематическая иллюстрация процесса деформации Тавро-Кавказского региона в процессе эволюции по аналогии с механической моделью: а – механическая модель; б – начальная стадия нарушения сплошности; в – геометрическая картина раздробленной структуры в современную эпоху

Пояснения см. в тексте. 1 – области растяжений

неустойчивости в реальной среде с целью мониторинга подготовки землетрясений рассматривают-ся намного меньшие времена (десятилетия, годы и месяцы), а структуры – намного сложнее. Моделирование развития во времени реальной динамики геологической среды в течение 10 лет соответствует измерению деформаций и решению задач механики грунтов в пределах 0,1 с. Поскольку при этом неизвестны граничные условия взаимодействия выделенного объема с окружающей средой, идти по пути усложнения задачи механики грунтов для моделирования реальной динамики поведения больших объемов геологической среды в более короткие временные интервалы нереально.

Для описания динамики поведения реальных объемов литосфера применим метод сейсмической энтропии [Акопян, 1995а, 1998; Akopian, Kocharian, 2012]. Согласно этому подходу, подготовка сильных, выше некоторого энергетического порога магнитуд M_{th} , землетрясений происходит в конкретных объемах литосферы – сейсмических системах, характеризующихся конфигурацией на поверхности земли и глубиной. Кинематическую модель, показанную на рис. 2, примем за основу для выбора и поиска сейсмических систем в Тавро-Кавказском регионе. В отличие от механической модели, в реальной среде существуют естественные индикаторы состояния среды – землетрясения. Относительно слабые землетрясения с магнитудами меньше некоторого порогового значения M_{th} ($M < M_{th}$) (землетрясения-индикаторы) все время «информируют» о динамическом состоянии структур в сейсмоактивном объеме; задача состоит в «расшифровке» этой информации. Метод сейсмической энтропии позволяет это сделать.

Для устойчивого мониторинга динамики и описания критического поведения больших объемов литосферы во времени были введены сейсмические параметры: E_c – кумулятивная энергия; S – число состояний сейсмической системы; их десятичные логарифмы: кумулятивный энергетический класс K_c и энтропия W , рассчитываемые по формулам

$$E_c(T) = \sum E_i, \quad K_c = \lg E_c; \quad (9)$$

$$S(E_c, T) = TE_c - \sum \{T_i E_i\}, \quad W = \lg S, \quad (10)$$

где $T = t_{j-1}$ – текущее время внутри j -го сейсмического цикла после времени t_{j-1} последнего сильного землетрясения в системе; E_i , t_i – соответственно энергия излучения и время в очаге i -го землетрясения-индикатора ($T_i = t_i - t_{j-1}$). Суммирование в (9) и (10) ведется по всем землетрясениям-индикаторам внутри выделенного объема литосферы.

Основой для выявления сейсмических систем является построение трековых и энергетиче-

ских диаграмм. В работах [Акопян, 1998; Akopian, Kocharian, 2012] показано, что сильные землетрясения в дискретных объемах литосферы объединяются в ансамбли, образуя независимые сейсмические циклы. Если правильно определен объем литосферы и пороговая магнитуда, то на трековой диаграмме подготовка сильных землетрясений изображается траекторией, стягивающейся в математическую область неустойчивости (аттрактор) и описываемой степенным законом

$$E_c = \beta_c S^{a_c}, \quad (11)$$

где a_c и β_c – положительные константы, отражающие сейсмотектонические особенности региона. На конечной стадии траектории, когда выполняется критическое условие (11), в соответствующем элементе сейсмической системы происходит сильное землетрясение с энергией излучения E_s , определяемой по закону производства сейсмической энтропии:

$$E_s = \beta_s S^{a_s}, \quad (12)$$

с другими константами a_s и β_s , где a_s уже может быть и отрицательным числом. На практике формулы (11) и (12) используются в линейном виде путем записи через энтропию W землетрясений-индикаторов:

$$K_{c,s} = a_{c,s} W + b_{c,s}, \text{ где } b_{c,s} = \lg \beta_{c,s}. \quad (13)$$

Константы a_c , b_c и a_s , b_s находятся методом решения обратной задачи регрессии [Дрейпер, Смит, 2007] на основе завершившихся сейсмических циклов. Уравнение (13) контролирует весь процесс динамического неравновесного поведения выделенного объема литосферы во времени: в длинной шкале времени (долгосрочно-среднесрочной), в период подготовки и приближения к критическому состоянию и в короткой шкале времени, когда происходит сильное землетрясение, восстанавливающее равновесие в системе.

При расчетах параметров формулы (13) для Тавро-Кавказского региона использовались каталоги землетрясений с 1800 г. [Новый..., 1977; Ayhan et al., 1983; Ambraseys, 2001; Tan et al., 2008], привлекались также данные каталогов Геологической службы США и исторических землетрясений Обсерватории Кандилли при Университете Богазиси (Bogazici University Kandilli Observatory). Был составлен каталог землетрясений $M_S \geq 5.0$, при расчетах использовался класс землетрясений $K = \lg E$ (Дж) [Раутян, 1960]. Учитывалась также неоднородность сейсмических каталогов инструментального периода до и после 1961 г., а также пропуски и неточность каталогов доинструментального периода (1800–1900 гг.). Ниже везде M означает магнитуду по поверхностным волнам.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА АРМЯНСКОЕ НАГОРЬЕ, $M \geq 7.1$

В Тавро-Кавказском регионе была выявлена сейсмическая система Армянское нагорье с пороговой магнитудой $M_{th} = 7.1$, глубиной 60 км и конфигурацией L на поверхности, включающая Кавказский сектор и буферную зону (рис. 6). Показаны эпицентры землетрясений-индикаторов Кавказского сектора и буферной зоны, очаговые зоны и механизмы сильных землетрясений. Механизмы сильных землетрясений до 1939 г. – гипотетические, с привлечением макро-сейсмических данных. Все сильные землетрясения региона $M \geq 7.1$ произошли на Армянском нагорье. При поиске границ сейсмической системы учитывались геометрия кинематической модели Тавро-Кавказского региона и возможная пространственно-временная связь между землетрясениями Кавказского сектора, буферной зоны и Армянского нагорья.

При расчетах трековых диаграмм в сейсмических циклах сильных землетрясений Армянского нагорья с добавлением землетрясений-индикаторов буферной зоны результаты качественно не менялись; поэтому подробнее рассмотрим взаимосвязь кумулятивных параметров земле-

трясений-индикаторов Кавказского сектора на подготовку сильных землетрясений Армянского нагорья. Результаты расчетов приведены в таблице. Сейсмические циклы 7 сильных землетрясений и графики кумулятивной энергии землетрясений-индикаторов Кавказского сектора внутри циклов приведены на рис. 7. Логарифм площади под графиками – сейсмическая энтропия. Средний период повторяемости – 28.5 лет. При расчетах шаг по времени выбирался равным 1 мес.

Трековая диаграмма – зависимость логарифма кумулятивной энергии землетрясений-индикаторов в сейсмических циклах от энтропии. На рис. 8 показана трековая диаграмма системы Армянское нагорье для случая, когда учтены только землетрясения-индикаторы Кавказского сектора. Начало координат на рис. 8 соответствует выбранному минимальному уровню энергии землетрясений-индикаторов – $M = 5.0$ ($K = 13$). Уравнение прямой регрессии на трековой диаграмме рассчитано на основе данных K_j, W_j ($j = 2-7$) из таблицы и имеет вид:

$$K_c = 0.525 W + 6.322 \quad (16.60 < W < 18.35). \quad (14)$$

Сильные землетрясения $M \geq 7.1$ по механизмам и значениям энтропии можно разделить на

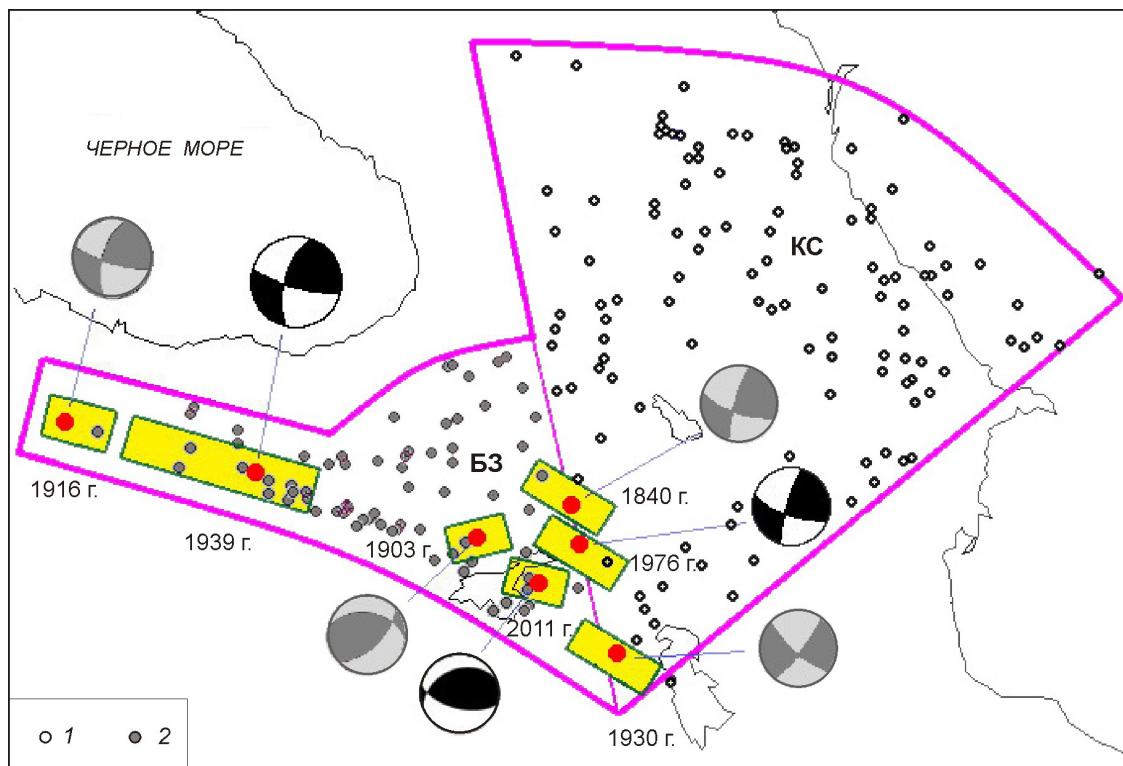


Рис. 6. Конфигурация сейсмической системы Армянское нагорье

Показаны очаговые зоны, фокальные механизмы (серая заливка – гипотетические) ансамбля сильных землетрясений $M \geq 7.1$ (прямоугольники). 1, 2 – эпицентры землетрясений-индикаторов Кавказского сектора (КС) (1) и буферной зоны (БЗ) $5.0 \leq M < 7.1$

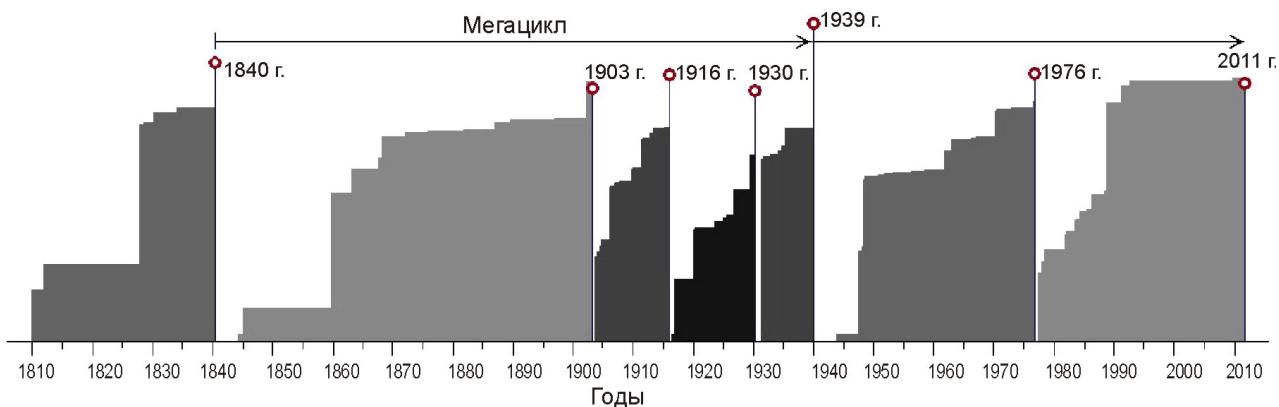


Рис. 7. Сейсмические циклы семи сильных землетрясений $M \geq 7.1$ системы Армянское нагорье и графики кумулятивной энергии землетрясений-индикаторов Кавказского сектора

Катастрофические землетрясения, значения кумулятивных параметров K_C , W и коэффициентов ξ , η_{sc} , E_{sf} в сейсмических циклах системы Армянское нагорье ($M \geq 7.1$, $T = 28.5$ лет)

j	Дата	φ°	λ°	K_s	M_s	K_C	W	ξ	$\eta_{sc},\%$	E_{sf} (10^{-18})	Место
1	02.07.1840 г.	39.50	43.90	16.1	7.4	15.58	17.74	0.77	0.07	17.2	Арапат*
2	28.04.1903 г.	39.13	42.65	15.8	7.1	15.85	18.07	0.47	0.03	23.0	Малазгирд
3	24.01.1916 г.	40.30	36.80	15.8	7.1	15.38	17.22	0.72	0.13	4.8	Токат
4	06.05.1930 г.	38.00	44.50	15.9	7.2	15.08	16.65	0.87	0.53	1.5	Салмас
5	26.12.1939 г.	39.70	39.70	16.6	7.8	15.37	17.27	0.94	0.57	7.0	Эрзинджан
6	24.11.1976 г.	39.10	44.00	15.8	7.3	15.67	17.78	0.57	0.04	14.2	Чалдыран
7	23.10.2011 г.	38.63	43.48	15.8	7.3	15.94	18.33	0.42	0.02	37.9	Ван

*Данные – неполные.

три группы: 1) землетрясения 1916 и 1939 гг., приуроченные к Северо-Анатолийскому разлому ($17.20 < W < 17.30$); 2) землетрясения 1840 и 1976 гг., приуроченные к системе разломов Транскавказского поднятия СЗ–ЮВ-ориентации ($17.70 < W < 17.80$); 3) землетрясения 1903 и 2011 гг. буферной зоны на разломах с преобладающими близвертикальными компонентами смещений ($18.05 < W < 18.35$) (см. рис. 6). С учетом возмож-

ных пропущенных событий точки неустойчивости землетрясений 1840 и 1903 гг. могут приподняться и смещаться вправо. Сейсмические циклы землетрясений 1903 г. (Малазгира) и 2011 г. (Ван) имеют наибольшие значения энтропии. Особняком стоит событие 1930 г. (Салмас), имеющее наименьшую энтропию. В сейсмическом цикле этого землетрясения до 1929 г. не наблюдалась достаточная для потери устойчивости активи-

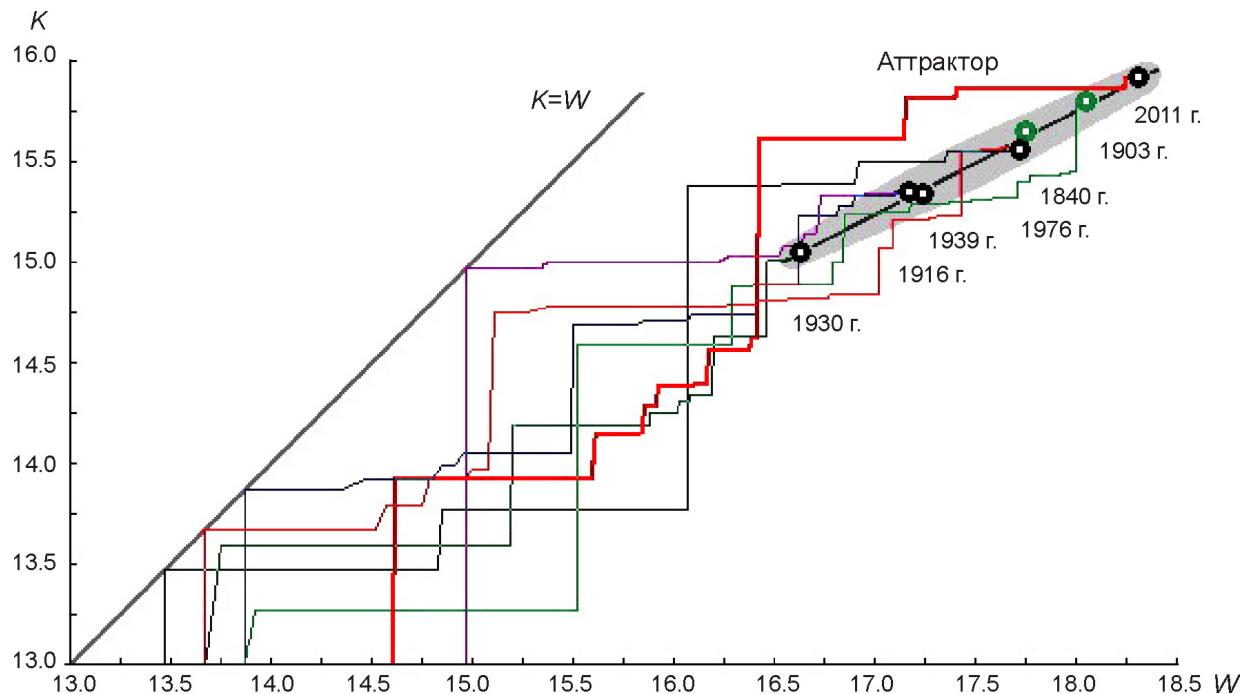


Рис. 8. Трековая диаграмма сейсмической системы Армянское нагорье

АтTRACTор включает точки, в которых треки завершаются сильными землетрясениями; диагональ – линия равновесного состояния; жирной линией обозначена траектория подготовки Ванского землетрясения 2011 г.

зация землетрясений-индикаторов Кавказского сектора. Траектория имела дефицит кумулятивной энергии и находилась ниже зоны неустойчивости, определяемой по формуле (14). Примерно за год до землетрясения произошла сильная активизация (сейсмический рой) в районе вершины сектора – в радиусе 50 км от Курдистанского узла. С мая 1929 г. там произошли 8 землетрясений $M = 5.0\text{--}6.0$, что за весь период инструментальных наблюдений является уникальным явлением. С учетом энергии этих землетрясений-индикаторов траектория резко поднялась и попала в зону неустойчивости – произошло сильное землетрясение (см. рис. 8). Согласно кинематической модели, к этому могло привести упрочнение Кавказского сектора, локальное накопление напряжений у его вершины и ее разрушение.

Подготовка землетрясения Малазгирд 28.04.1903 г. имела триггерный характер. До даты Шемахинского землетрясения 13.02.1902 г. траектория имела большой дефицит кумулятивной энергии землетрясений-индикаторов и находилась ниже атTRACTора. Это было обусловлено тем, что в сейсмическом цикле подготовки землетрясения Малазгирд с 1866 по 1884 г. происходила чувствительная активизация контактной зоны, которая не вошла в систему. Такая активизация гасила продвижение Аравийской плиты к северу, что в

результате привело к снижению давления на Кавказский сектор и удлинению сейсмического цикла до 63 лет. Шемахинское землетрясение сыграло роль триггера, восполнило дефицит энергии на последнем этапе, траектория поднялась и попала в атTRACTор. Спустя год и два месяца произошло землетрясение Малазгирда.

В цикле землетрясения 1976 г. (Чалдыран) после продолжительного затишья наблюдалась активизация сильных землетрясений-индикаторов Кавказского сектора (Дагестанские землетрясения 1970 и 1976 гг.), которые резко приподняли траекторию; она попала в зону неустойчивости, после чего последовало Чалдыранское землетрясение. А при неполном цикле подготовки Арагатского землетрясения после сильной активизации Кавказского сектора (Цахкадзорское землетрясение 1827 г., Шемахинское землетрясение 1828 г. и Дагестанское землетрясение 1830 г.) наступило довольно продолжительное затишье. Спустя 10 лет траектория попала в атTRACTор, после чего в 1840 г. произошла потеря устойчивости. Из приведенного описания видно, что траектория подготовки сильного землетрясения отражает темп движения Аравийской плиты к Тавро-Кавказскому региону; по ее поведению можно объяснить и по-новому интерпретировать прошлые события, прогнозировать периоды наступления затишья,

роя и чувствительной сейсмической активизации внутри Кавказского сектора.

В целом наблюдается следующий прогностический сценарий. При мониторинге сильных землетрясений $M \geq 7.1$ в системе Армянское нагорье на основе трековой диаграммы, при возрастании энтропии вначале входит в неустойчивое состояние Курдистанский узел, затем восточный сегмент Северо-Анатолийского разлома, потом южная часть Транскавказского поднятия. И только когда все эти зоны «запираются», начинает срабатывать буферная зона, зажатая между ними. В какой из трех зон произойдет сильное землетрясение в новом сейсмическом цикле, зависит от той локальной области аттрактора, к которому приближается траектория.

Покажем это на примере Ванского землетрясения 23.10.2011 г., произошедшего на востоке Турции. Траектория подготовки этого землетрясения накопила большую кумулятивную энергию за счет землетрясений Спитак (1988 г., $M = 6.9$), Рача (1991 г., $M = 6.8$) и Барисахо (1992 г., $M = 6.3$), обошла сверху аттрактор (точки неустойчивости предыдущих сильных землетрясений, см. рис. 8) и только к 2011 г. приблизилась к критической зоне неустойчивости (см. уравнение (14)). По этой причине цикл подготовки Ванского землетрясения, который стартовал после землетрясения Чалдыран 1976 г., удлинился до 35 лет. Кстати, место и магнитуда этого землетрясения были точно спрогнозированы в работе [Akopian, 1998]. Поскольку тогда мониторинг производился в сейсмической системе Тавро-Кавказ с меньшей пороговой магнитудой ($M_{th} = 6.6$), то в ней не отражался весь процесс подготовки, в качестве времени ожидания был указан 2003 г. В дальнейшем параллельно проводился мониторинг с привлечением более высокой иерархической системы Армянское нагорье ($M_{th} = 7.1$), описываемой в настоящей статье. Из зависимостей, приведенных на рис. 8, видно, что траектория приблизилась к критической зоне только к февралю 2011 г. С этой даты и ожидалось землетрясение на востоке Турции (в течение 8 мес. – $\approx 2\%$ всего времени подготовки).

Процесс подготовки катастрофического землетрясения в системе можно наглядно проиллюстрировать с помощью фазовых диаграмм [Акопян, 1995б]. На рис. 9 приведена фазовая диаграмма (спиральная траектория) Ванского землетрясения. Положение траектории определяется в полярных координатах (R, ϕ), где переменная R – расстояние от начала координат, а ϕ – угловая координата. В качестве координаты ϕ выбрано время $\phi = T\phi_0$, где T – число месяцев, отсчитываемых с начала цикла (с ноября 1976 г.), $\phi_0 = 2.3^\circ$ – задаваемый шаг по углу, равный одному месяцу. Вращение на угол 2π соответ-

ствует примерно 13 годам. В качестве координаты R выбрана разница между максимальным ($W_{max} = 19$) и текущим значением энтропии в системе: $R(T) = W_{max} - W(T)$. В начальный момент времени $\phi = 0$, $R(0) = W_{max}$, со временем $W(T) \rightarrow W_{max}$, а $R(T) \rightarrow 0$. В процессе подготовки сильного землетрясения спиральная траектория, стремясь к центру окружности, приближается и пересекает критические окружности, соответствующие пересечению траектории с аттрактором. Первое пересечение произошло во время Спитакского землетрясения. В моменты землетрясений-индикаторов резко возрастает скорость движения траектории к центру. На рис. 9 отмечен участок диаграммы от 144-го до 171-го мес., между которыми произошли сильные землетрясения-индикаторы Спитак, Рача и Барисахо. Опасный период стартует с 409-го мес., землетрясение происходит спустя 419 мес.

Энергетическая диаграмма (зависимость магнитуды сильных землетрясений от энтропии) для системы Армянское нагорье приведена на рис. 10. Сильные землетрясения восстанавливают равновесное состояние в объеме системы, завершая сейсмические циклы. Землетрясения группируются в две энергетические линейные ветви, определенные методом регрессии по данным K_{sj}, W_j из таблицы (первая ветвь $j = 1, 3, 4$; вторая – $j = 2, 7$):

$$K_s = 0.277 W + 11.200 \quad (16.60 < W < 17.80), \quad (15a)$$

$$K_s = 0.395 W + 8.666 \quad (18.00 < W < 18.35). \quad (15b)$$

Эти уравнения характеризуют динамические свойства разломов по накапливанию упругой сейсмической энергии перед сильными землетрясениями. Уравнение (15a) ответственно за сейсмическую энергию сильных землетрясений, приуроченных к правосторонним сдвиговым разломам, а уравнение (15b) – за очаги землетрясений 1903 и 2011 гг. буферной зоны с преобладающими близвертикальными компонентами смещений. При подготовке последних в системе происходили заметные неупругие деформации, на которые расходовалось большое количество энергии; в результате сейсмические циклы удлинялись. В случае землетрясения 1903 г. это происходило из-за того, что в начале цикла статическое производство энтропии преобладало над динамическим, а для 2011 г., наоборот, динамическое производство первоначально превышало статическое. Расчеты показывают, что при добавлении суммарной выделившейся сейсмической энергии землетрясений-индикаторов буферной зоны в сейсмических циклах (см. таблицу) к энергиям сильных землетрясений точки землетрясений 1976, 1903 и 2011 гг. на энергетической диаграмме приподни-

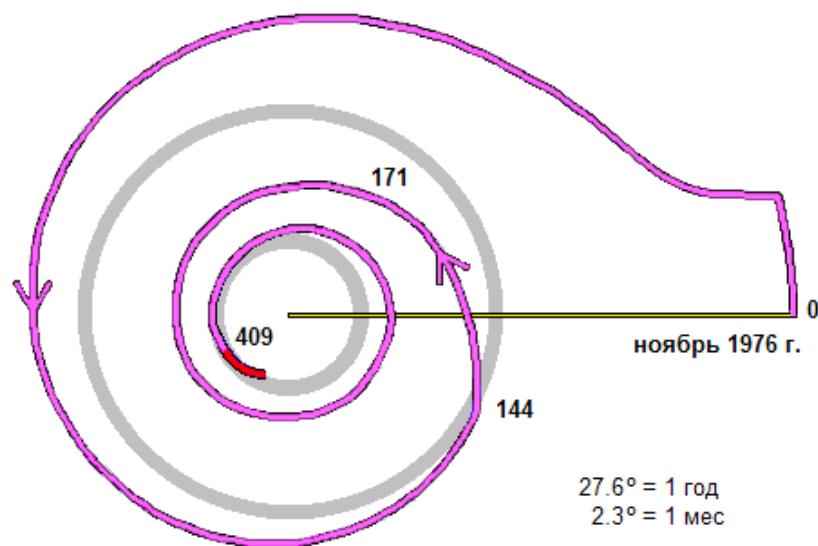


Рис. 9. Спиральная диаграмма Ванского землетрясения 2011 г.

Радиусы окружностей соответствуют значениям энтропии, при которых траектория пересекается с прямой регрессии. Остальные пояснения см. в тексте

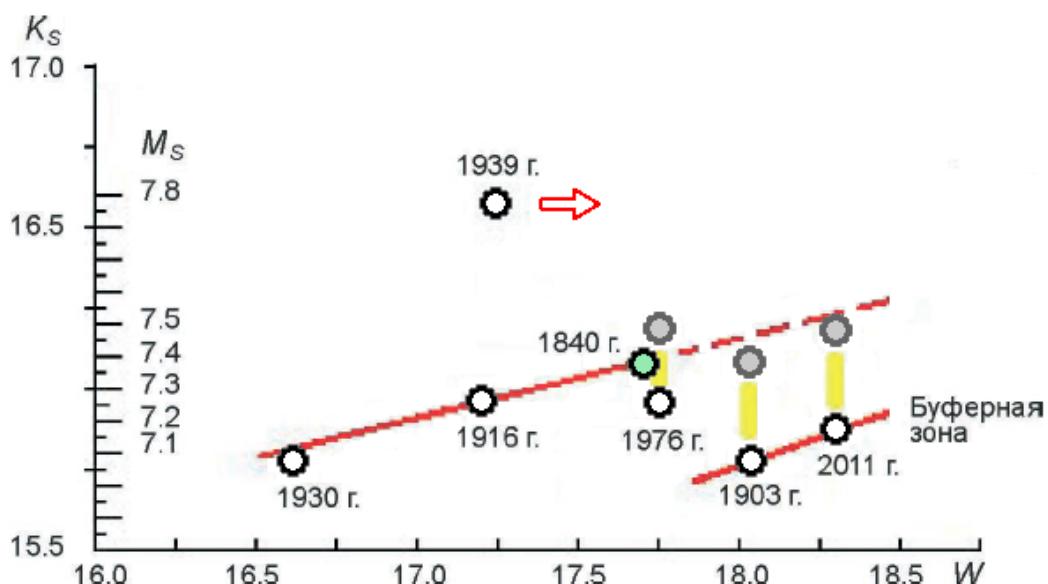


Рис. 10. Энергетическая диаграмма сейсмической системы Армянское нагорье

Показаны две энергетические линейные ветви согласно расчетам по формулам (15а), (15б). Остальные пояснения см. в тексте

маются, а положения других сейсмических событий существенно не изменяются (см. рис. 10).

Подготовка мегаземлетрясений. Энергетическая точка катастрофического Эрзинджанского землетрясения 1939 г. сильно отклоняется от соответствующей линии неустойчивости. Отклонение указывает на то, что система недопроизводит

энергию и энтропию землетрясений-индикаторов [Акопян, 1998]. Это означает, что сейсмическая система Армянское нагорье с пороговой магнитудой 7.1 частично ответственна за подготовку землетрясения 1939 г. За полную же энергетическую подготовку самого сильного землетрясения в регионе ответственна большая (по размерам и

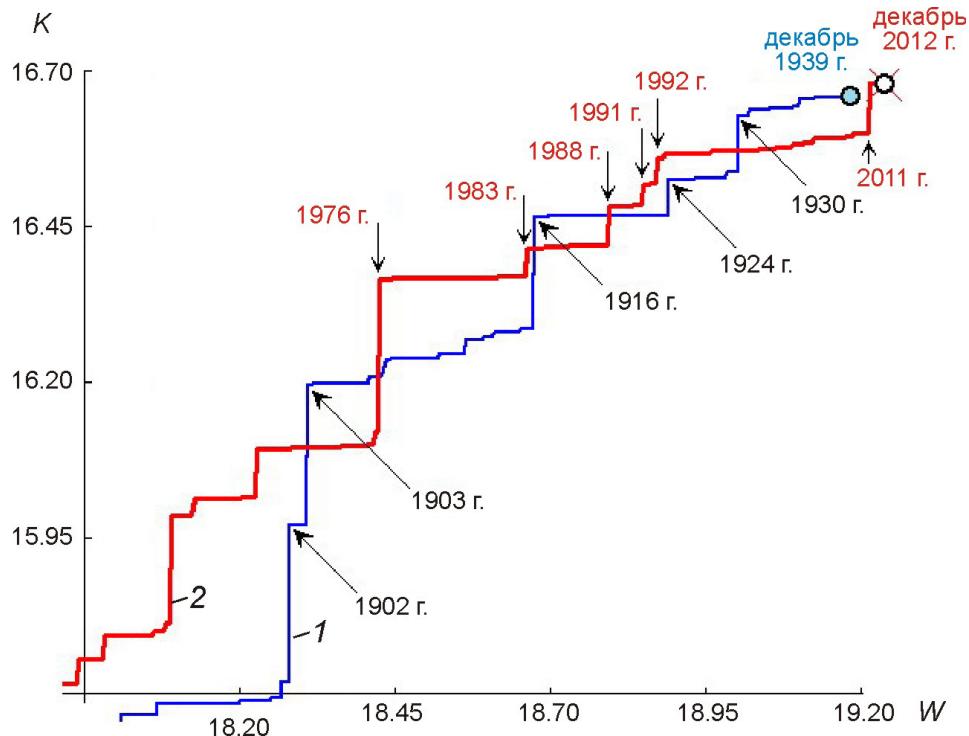


Рис. 11. Фрагмент трековой диаграммы подготовки мегаземлетрясения $M \geq 7.5$ на востоке Турции
Показаны трек подготовки мегаземлетрясения 1939 г. (1) и траектория подготовки катастрофического землетрясения на декабрь 2012 г. (2). Стрелками показаны скачки траекторий во времена сильных землетрясений-индикаторов

пороговому значению магнитуды) мегасистема. В качестве такой мегасистемы можно принять систему с пороговой магнитудой $M_{th} = 7.5$ и землетрясениями-индикаторами в рамках всего контура сейсмической системы Армянское нагорье (см. рис. 6). Тогда будем иметь траектории для двух достоверных сейсмических мегациклов (см. рис. 7): 1) стартовавший после землетрясения 1840 г. и завершившийся мегаземлетрясением в 1939 г. при $K = 16.653$, $W = 19.173$; 2) траектория незавершившегося сейсмического мегацикла.

На рис. 11 показаны фрагменты этих траекторий на трековой диаграмме. Стрелками показаны скачки траекторий во время сильных землетрясений-индикаторов $6.6 \leq M < 7.5$ мегасистемы. Из-за малой статистики мегаземлетрясений выделить надежно сейсмическую систему и область нестабильности (аттрактор) не представляется возможным, однако некоторые выводы можно сделать. На рис. 11 видно, что Ванское землетрясение 2011 г. приподняло траекторию, и на декабрь 2012 г. она имеет наибольшие значения кумулятивной энергии и энтропии ($K = 16.682$, $W = 19.232$). Это означает, что следующее землетрясение будет иметь

магнитуду 7.8–7.9 (больше, чем магнитуда Эрзинджанского землетрясения 1939 г.). Если исключить возможность образования нового мегаразлома, то это землетрясение также будет приурочено к восточному сегменту Северо-Анатолийского разлома с правосторонними сдвиговыми смещениями. Такое катастрофическое землетрясение уже подготовлено и вопрос лишь, когда оно произойдет. Если считать, что граница мегасистемы (Армянское нагорье) определена оптимально, то катастрофа может произойти в ближайшее время, поскольку Анатолийская плита не может долго выдерживать большие значения энтропии.

Эффективность работы сейсмической системы Армянское нагорье. В работе [Акопян, 1995в] был введен коэффициент эффективности работы сейсмической системы в короткой шкале времени η_{sc} как отношение производства энтропии во время сильного землетрясения ΔW к полному производству энтропии W внутри сейсмического цикла. В общем виде этот коэффициент можно записать как:

$$\eta_{sc} = E_s / \{ \xi \ln (10) S \lg (S) + E_s \}, \quad (16)$$

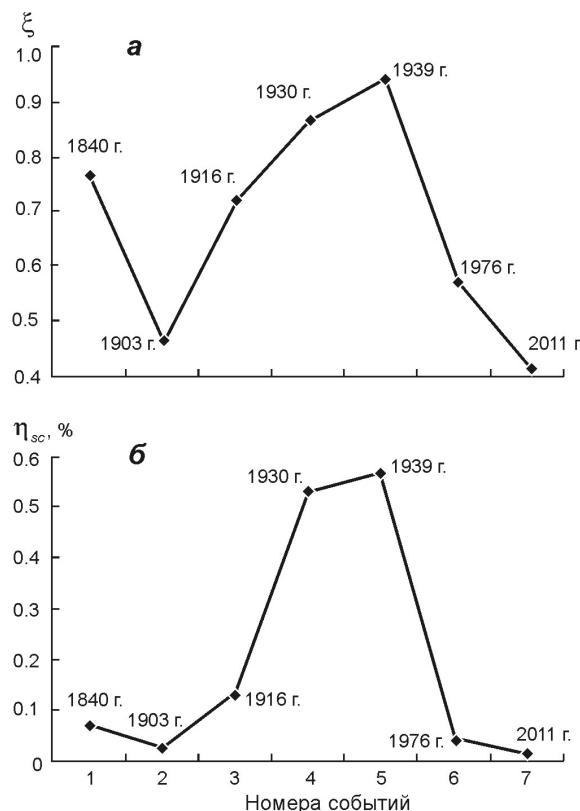


Рис. 12. Графики параметров ξ (а) и η_{sc} (б) для сильных землетрясений Армянского нагорья

где $\xi = E_s / (E_s + E_c)$; E_s – энергия излучения сильного землетрясения; E_c – кумулятивная энергия землетрясений-индикаторов; E_c и S определяются по формулам (9), (10). Коэффициент эффективности работы сейсмической системы (16) существенно отличается от КПД сейсмического излучения для очага землетрясения в сейсмологии [Brune, 1968; Wiss, Brune, 1971; Касахара, 1985]. Коэффициент η_{sc} характеризует кумулятивные необратимые процессы, связанные с работой по преодолению сил трения и выделением тепла не только в очаговой зоне, но и на разломах во всем объеме сейсмической системы в процессе подготовки и реализации сильного землетрясения. Параметр ξ зависит от отношения E_c/E_s . Если $E_c \ll E_s$, то $\xi = 1$, если $E_c = E_s$, то $\xi = 0.5$. В таблице и на рис. 12 приведены значения ξ , η_{sc} для сильных землетрясений Армянского нагорья.

Первое слагаемое в знаменателе формулы (16) можно интерпретировать как критическую энергию, равную сумме кумулятивной энергии диссипации, выделившейся в объеме системы в процессе подготовки землетрясения, и накопившейся упругой энергии локальной деформации в очаговой области ожидаемого сильного землетрясения

$$E_{sf} = \xi \ln(10) S \lg S. \quad (17)$$

В таблице приведены значения, а на рис. 13 показан график этой функции для каждого сильного землетрясения на территории Армянского наго-

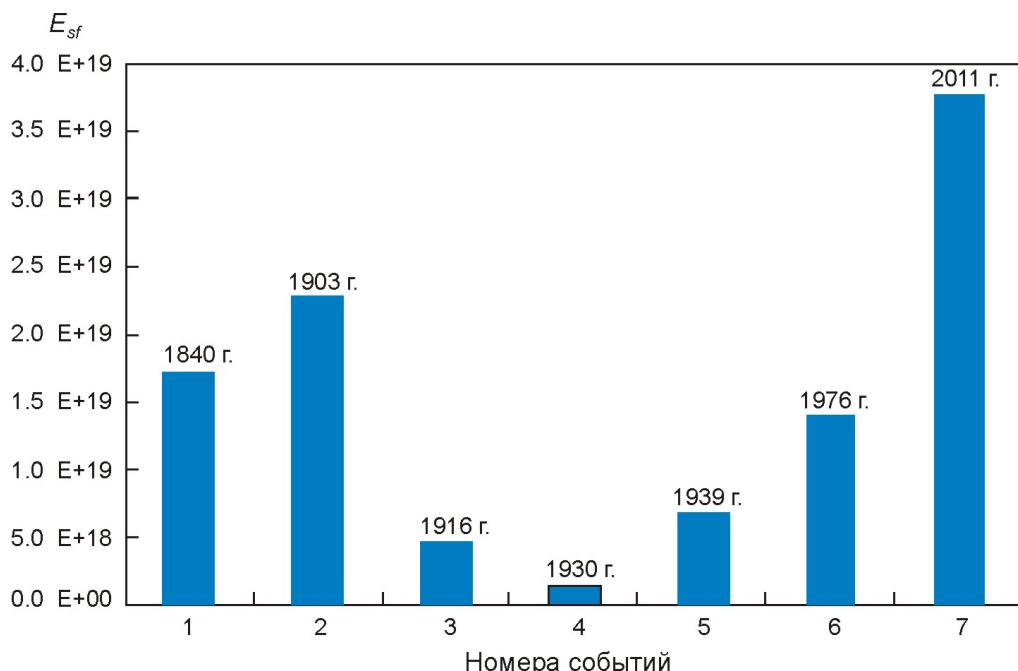


Рис. 13. График критической энергии E_{sf} сейсмической системы Армянское нагорье перед сильными ($M \geq 7.1$) землетрясениями

ря. Для землетрясений 1916 и 1939 гг., приуроченных к Северо-Анатолийскому разлому, эффективность работы – высокая, диссипация – низкая, а для землетрясений 1903 и 2011 гг. буферной зоны наблюдается обратная картина: для подготовки этих землетрясений система тратит самые большие усилия и неупругие деформации. Большие усилия требуются системе и для подготовки землетрясений 1976 и 1840 гг. Транскавказской зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совместный анализ кинематической модели региона и задач из механики грунтов позволяет применить метод сейсмической энтропии для математического моделирования сейсмотектонических процессов в реальных объемах геологической среды в Тавро-Кавказском регионе и по-новому интерпретировать накопленную сейсмическую информацию. В отличие от традиционных моделей подготовки землетрясения в очаговой области, показано, что в подготовке сильных землетрясений Армянского нагорья участвуют упругие и неупругие деформации в большом объеме литосфера. Зарождение неустойчивости в дискретных объемах среды (сейсмических системах) можно контролировать на основе энергетических сейсмических параметров, кумулятивной энергии и энтропии, рассчитываемых на основе землетрясений-индикаторов. Метод позволяет рассчитывать коэффициент эффективности работы сейсмических систем с учетом необратимых процессов не только во время землетрясений, но и в процессе их подготовки. Построение фазовых, трековых и энергетических диаграмм позволяет контролировать темп движения Аравийской плиты, делать мониторинг сейсмичности на больших временных интервалах и некоторой точностью прогнозировать зарождение неустойчивости.

Выявленные системы совместно с ранее полученным [Akopian, 1998] позволяют делать мониторинг сильных землетрясений Армянского нагорья верхнего энергетического уровня в трех диапазонах магнитуд: $6.6 \leq M < 7.1$; $7.1 \leq M < 7.5$; $M \geq 7.5$. В дальнейшем метод сейсмической энтропии и полученные результаты предполагается применить для выявления иерархии сейсмических систем низшего энергетического уровня на Большом и Малом Кавказе. Планируется провести более детальные исследования сейсмоактивных структур, ответственных за подготовку сейсмической неустойчивости в подсистемах, с постепенным понижением пороговых магнитуд.

ЛИТЕРАТУРА

- Акопян С.Ц. О тектонической реконструкции Кавказа и сопредельных территорий // Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле. 1982. Т. 35, № 1. С. 25–38.
- Акопян С.Ц. Тектоника плит в Альпийско-Гималайском поясе и некоторые прогностические критерии // Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле. 1985. Т. 38, № 6. С. 39–49.
- Акопян С.Ц. Энтропия сейсмической системы и новый сейсмический закон // Докл. РАН. 1995а. Т. 340, № 4. С. 531–535.
- Акопян С.Ц. Мониторинг сейсмической энтропии и проблема прогноза землетрясений // Докл. РАН. 1995б. Т. 341, № 2. С. 247–250.
- Акопян С.Ц. Вероятностный подход к проблеме прогноза землетрясений и эффективность работы сейсмической системы // Докл. РАН. 1995в. Т. 341, № 5. С. 682–685.
- Акопян С.Ц. Количественное описание сейсмических процессов на основе сейсмической энтропии // Изв. РАН. Физика Земли. 1998. № 1. С. 11–26.
- Акопян С.Ц., Джагинян Г.М. Механизмы сильных землетрясений и динамика плито-блоковой структуры Тавро-Кавказского региона // Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле. 1992. № 2. С. 48–55.
- Асланян А.Т., Закарян К.А., Акопян С.Ц., Карапетян А.С., Микаелян А.О. О глубинной структуре Тавро-Кавказского региона на основе результатов сейсмологических исследований и дистанционного зондирования // Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле. 1982. № 4. С. 3–11.
- Березанцев В.Г. Расчет оснований сооружений: Пособие по проектированию. Л.: Изд-во лит. по строительству, 1970. 207 с.
- Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ: Множественная регрессия. 3-е изд. М.: Диалектика, 2007. 912 с.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
- Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 536 с.
- Раутинан Т.Г. Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений // Тр. ИФЗ АН СССР. 1960. № 9. С. 41–96.
- Рогожин Е.А. Современная геодинамика и потенциальные очаги землетрясений Кавказского региона // Современные математические и геологические модели природной среды: Сб. науч. трудов. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 244–254.

- Рогожин Е.А. Сейсмотектоника центрального сектора Большого Кавказа как основа для сейсмического мониторинга и оценки сейсмической опасности // Вестн. Владикавказского научного центра. 2009. Т. 9, № 4. С. 16–22.
- Рогожин Е.А., Иогансон Л.И., Завьялов А.Д., Захаров В.С., Лутиков А.И., Славина Л.Б., Рейнер Г.И., Юнга С.Л., Овсяченко А.Н., Новиков С.С. Потенциальные сейсмические очаги и сейсмологические предвестники землетрясений – основа реального сейсмического прогноза / Отв. ред. А.О. Глико. М.: Светоч Плюс, 2011. 368 с.
- Терцаги К. Теория механики грунтов. М.: Наука, 1961. 507 с.
- Цитович Н.А. Механика грунтов. М.: Высш. шк., 1979. 272 с.
- Akopian S.Ts. Description of seismic processes on the Armenian upland based on seismic entropy // XXVI General Assembly of the European Seismological Commission: Papers. Tel-Aviv, Israel, August 23–28, 1998. P. 150–154.
- Akopian S.Ts., Kocharyan A.N. The time evolution of seismic systems and non-equilibrium dynamics in ensemble of strong earthquakes // ESC 2012: Book of Abstracts. 19–24 August 2012, Obninsk. M.: PoligrafiCS, 2012. P. 199.
- Ambraseys N.N. Temporary seismic quiescence: SE Turkey // Geophys. J. 1989. V. 96. P. 311–331.
- Ambraseys N.N. Reassessment of earthquakes, 1900–1999, in the Eastern Mediterranean and the Middle East // Geoph. J. Int. 2001. V. 145. P. 471–485.
- Ayhan E., Aslan E., Sancakli N., Ücer S. Türkiye ve dolayları deprem katalogu 1881–1980. Istanbul: Boğaziçi Üniversitesi, 1983. 126 p.
- Bird P., Kreemer C., Holt W.E. A long-term forecast of shallow seismicity based on the global strain rate map // Seism. Res. Lett. 2010. V. 81, N 2. P. 184–194.
- Brune J.N. Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones // J. Geophys. Res. 1968. V. 73, N 2. P. 777–784.
- Chase C.G. Plate kinematics: the Americas, East Africa, & the rest of the World // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 37. P. 355–368.
- Copley A., Jackson J. Active tectonics of the Turkish-Iranian plateau // Tectonics. 2006. V. 25. TC6006. doi:10.1029/2005TC001906.
- Ergin K., Guclu U., Uz Z. A Catalog of earthquakes for Turkey and surrounding area (11 A.D. to 1964 A.D.) // Techn. Rep. 1967. N 24.
- Gutenberg B., Richter C.F. Seismicity of the Earth and associated phenomenon. 2nd ed. Princeton: Princeton University Press, 1954. 310 p.
- Jackson J.A., Ambraseys N.N. Convergence between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus // Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus / Eds D. Giardini, S. Balassanian. Kluwer Acad. Publ., 1997. P. 79–90. (ILP Publ. 333, NATO ASI Ser. 28.)
- Jackson J., McKenzie D. Active tectonic of the Alpine-Himalayan belt between Western Turkey and Pakistan // Geoph. J. Roy. Astr. Soc. 1984. V. 77. P. 188–234.
- Jordan T.H., Chen Y.-T., Gasparini P., Madariaga R., Main I., Marzocchi W., Papadopoulos G., Sobolev G., Yamaoka K., Zschau J. Operational earthquake forecasting: State of knowledge and guidelines for utilization // Ann. Geoph. 2011. V. 54, N 4. P. 315–391.
- Kalafat D., Pinar A., Ozel N.M. Recent seismicity of the Eastern Anatolia region as observed by the Koeri seismic network // ESC 2012: Book of Abstracts. 19–24 August 2012, Obninsk. M.: PoligrafiCS, 2012. P. 144–145.
- Rotstein Y. Counterclockwise rotation of the Anatolian block // Tectonophysics. 1984. V. 108. P. 71–91.
- Stein R.S., Barka A.A., Dieterich J.H. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering // Geoph. J. Int. 1997. V. 128. P. 594–604.
- Tan O., Tapirdamaz M.C., Yoruk A. The earthquake catalogues for Turkey // Turkish J. Earth Sci. 2008. V. 17. P. 405–418.
- Tsuboi C. Time rate of earthquake energy release in and near Japan // Proc. Jap. Acad. 1965. V. 41. P. 392–397.
- Wiss M., Brune J.N. Regional variations of source properties in Southern California estimated from the ratio of short- to long-period amplitudes // Bull. Seism. Soc. Amer. 1971. V. 61. P. 1153–1167.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

АКОПЯН Самвел Цолакович – доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, г. Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел.: (499) 254-90-95. E-mail: sakopian@yandex.ru

РОГОЖИН Евгений Александрович – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заместитель директора, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, г. Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел.: (499) 254-87-15. E-mail: eurog@ifz.ru

MODELING KINEMATICS OF THE TAURO-CAUCASUS REGION AND DYNAMICS OF STRONG ($M \geq 7.1$) EARTHQUAKES PREPARATION

S.Ts. АКОПЯН, Е.А. РОГОЖИН

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russia

Abstract. Based on the earlier studies the preliminary kinematic plate-block model of the Tauro-Caucasus region is developed. The comparative analysis with the tasks of soil mechanics has shown that deformation occurs in the geological evolution caused by the movement of the Arabian plate to the region, could form modern geometry of the main seismotectonic structures. The analysis of the dynamic behavior of the preliminary kinematic model based on the statistical parameters of the total seismic energy and entropy carried out. The regularity between the parameters of strong ($M \geq 7.1$) earthquakes of the Armenian upland and total parameters of relatively weak indicator earthquakes of Tauro-Caucasus region, were identified. On the example of preparation the recent Van earthquake shows the monitoring of instability in the region. The method provides an opportunity for a new interpretation of historical seismicity in the region and to evaluate the elastic and inelastic dynamic energy characteristics of the large volume of lithosphere at the instability analysis. Method of seismic entropy opens the possibility of quantitative description of the dynamic behavior of large volumes of complex geological medium, responsible for preparation of earthquakes a certain energy level.

Keywords: kinematic model, seismic cycle, mathematical modeling, instability analysis, monitoring seismicity.