

Часть III

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Принимаясь за обобщение обширного и весьма разнообразного материала, прямо или косвенно касающегося причин, механизмов и следствий грандиозных процессов позднекайнозойского горообразования в пределах внутриконтинентальных областей Центральной Азии, авторы данной монографии основной акцент делают на *современном* этапе эволюции ее структуры. Причин тому несколько.

Новейшая тектоническая структура, сформированная в течение последних около 30 млн. лет, с разной детальностью, но в целом достаточно хорошо изучена и описана. Это не означает, однако, что она изучена исчерпывающе. И одной из наименее понятных является проблема зарождения, последующей и будущей эволюции как отдельных структурных элементов горных областей, так и их совокупностей, образующих зоны и системы поднятий и сопряженных с ними прогибов. Более или менее понятна их итоговая внешняя геометрия, приповерхностный структурный план и палеогеографическая история его развития. И известно или, во всяком случае, есть основания предполагать, что в ходе эволюции горной области ее структурные и морфологические характеристики изменялись, изменялась также структура литосферы в целом и земной коры, мощность, свойства и соотношения их разноглубинных слоев, тип и активность происходящих в них процессов. Из этого следует вопрос принципиальной важности: в какой мере современные движения согласуются с известной нам итоговой структурой, созданной в течение всего неотектонического этапа? В какой степени правомочно распространять закономерности, следующие из анализа суммарной структуры, на современность? Это один из кардинальных вопросов различного рода прогностических построений, локализации объемов геологической среды с повышенным напряженным состоянием, участков повышенной сейсмической опасности и т.д.

Поэтому изучение современных движений земной коры (СДЗК), форм и закономерностей их проявлений имеет исключительное значение, определяемое как теоретическими, так и многими прикладными интересами. Эти движения являются предметом исследования и/или интереса многих дисциплин: геологии и геоморфологии, геодезии, геофизики и сейсмологии, астрономии, геомеханики, инженерной и горной геологии, гидротехники и других. Традиционные геолого-геоморфологические, наземные геодезические и сейсмологические методы изучения современных движений и деформаций земной коры имеют значительные ограничения по пространственному и временному разрешению и точности. Геолого-геоморфологические методы, достаточно хорошо показанные выше, дают большие осреднения. Они изучают суммарный результат тектонических движений за более или менее длительные интервалы времени, в течение которых характер движений мог значительно меняться. Даже четвертичная геология, изучающая наименее продолжительные события, имеет дело с объектами, время образования и последующая эволюция которых составляет десятки и сотни тысяч лет. И их характеристики могут не соответствовать нынешним полям напряжений, направленности и интенсивности движений земной коры. Сейсмичность характеризует лишь тектонически высоко активные области, а статистика землетрясений и прояв-

ленных на земной поверхности сейсмодислокаций, как правило, недостаточна. Что касается направленности и амплитуд смещений, происходящих на некоторых глубинах земной коры и вызывающих землетрясения и, далеко не всегда, сейсмодислокации на земной поверхности, то определение этих параметров является не только сложным, но и весьма субъективным.

Традиционные методы наземной геодезии, давно и успешно применяемые в практике научных и прикладных исследований и изысканий, к сожалению, также имеют большие ограничения: они требуют прямой видимости между соседними пунктами наблюдений, а измеряемые трассы или сети не могут быть достаточно большими и ограничиваются сравнительно короткими базами, характеризуя движения преимущественно на локальных участках или полигонах.

Возможность высокоточных, сколь угодно масштабных (по величине охватываемых территорий) и независимых от внешних условий (погода, время суток, сезон, видимость, рельеф) измерений СДЗК появилась с развитием средств и методов космической геодезии: интерферометрии на сверхдлинных базах VLBI (Very Long Baseline Interferometry), спутниковая лазерная локация SLR (Satellite Laser Ranging) и глобальная система “позиционирования” или координатной привязки GPS (Global Positioning System) на основе спутниковой навигационной системы NAVSTAR (Navigation Satellite Timing and Ranging). Последняя оказалась практически наиболее востребованной и получила широкое распространение в геодинамических исследованиях.

Тянь-Шань, с давних пор представляющий, как уже неоднократно отмечалось, объект принципиального научного значения, изучается и в отношении СДЗК всеми доступными методами. В результате к настоящему времени на его территории описаны самые разные их проявления и на этот счет имеются весьма разнообразные данные и материалы. Достаточно сказать, что с точки зрения геодинамики эти материалы способны аргументировать все разнообразие пониманий этого термина [Николаев, 1996]. В задачи данной части не входит исчерпывающее обобщение всех известных данных о СДЗК Тянь-Шаня и смежных областей. Это – большая самостоятельная работа, которая еще ждет своего автора (авторов). Рассматриваются в основном новые материалы специального регионального изучения СДЗК, полученные в последние 10–15 лет в комплексе геодинамических исследований Центральной Азии.

Отметим еще раз, что под определением “современный” в монографии понимается принадлежность рассматриваемого процесса, явления или объекта к современному (голоценовому) звену четвертичного периода, то есть к последним примерно 10000 лет эволюции земной литосферы, независимо от реальной длительности изучаемого процесса, методов и инструментов измерения его возраста и продолжительности. Как показывают известные результаты изучения скорости изостатической реакции литосферы Балтийского щита на снятие нагрузки последнего ледникового покрова, такой интервал времени достаточно представителен для решения геодинамических задач, затрагивающих большие глубины и большие объемы литосферы, для изучения реакции земной коры на приложенные к ней силы [Артемьев, 1975, 1987]. Менее продолжительные события, которые удается фиксировать тем или иным способом, характеризуют, очевидно, некоторые более высокочастотные компоненты этого процесса (в случае их наличия), а также сопутствующие и/или наложенные процессы. Их соответствие основному (изучаемому) процессу всякий раз является предметом самостоятельного анализа и учета.

III.1. СЕЙСМИЧНОСТЬ: ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ И ПРИРОДА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Сбор и систематизация сведений об ощутимых землетрясениях Средней Азии начали проводиться с последней четверти XIX века усилиями Русского географического общества. Данные о землетрясениях с древнейших времен до 1888 г. приводятся в “Каталоге” А.П. Орлова, позднее

переработанном и дополненном И.В. Мушкетовым [Мушкетов, Орлов, 1898]. Полевые обследования сильных сейсмических событий на рубеже XIX–XX столетий связаны с именами российских геологов И.В. Мушкетова, К.И. Богдановича.

Инструментальные наблюдения за землетрясениями Средней Азии были начаты в 1911 г. с момента установления в г. Ташкент приборов системы Голицына. До 1927 г. сейсмическая станция Ташкент оставалась единственной на территории Средней Азии. В 1927–1932 г.г. здесь было открыто пять новых станций (Алма-Ата, Фрунзе, Чимкент, Андижан и Самарканд). Региональные сети республик бывшего СССР начали создаваться в послевоенные годы, а точнее после сильного Ашхабадского землетрясения 1949 г. В 1949–51 г.г. число сейсмических станций в Средней Азии увеличилось до 24, и все они были оборудованы более высокочувствительной аппаратурой систем Кирноса и Харина. Из них на территории Киргизстана, вместе с вновь открытыми, стало функционировать четыре станции – Фрунзе, Нарын, Пржевальск и Арал. Начиная с 1968 г., в Киргизстане ежегодно запускалось по 1–3 сейсмической станции, и их общее число к 1988 году достигло максимума – 34 стационарных пункта наблюдений. Через несколько лет в связи с материальными затруднениями из-за распада СССР сеть региональных станций постепенно редет. В настоящее время региональная аналоговая сеть Киргизстана насчитывает 26 станций.

За истекшее время неоднократно проводились полные обобщения сейсмологических данных на текущий момент. С одной стороны, это были обобщения с целью создания единых унифицированных каталогов сейсмических событий, обработанных по единой методике, с оценкой надежности результатов [Атлас землетрясений в СССР, 1962; Новый каталог..., 1977]. С другой стороны, обобщение сейсмических данных являлось одним из основных этапов работ по сейсмическому районированию. Сейсмологические данные при построении первых карт сейсмического районирования И.В. Мушкетова [1981] и Д.И. Мушкетова [1933] были ограниченными. По мере накопления сейсмостатистического материала инструментальных наблюдений появлялась серия карт сейсмического районирования территории Средней Азии, а также карты СССР [Горшков, 1938; 1948; Сейсмическое..., 1968; 1980; Карта сейсмического..., 1996]. Как отмечают авторы этих работ, исторически сложившаяся неравномерность размещения сейсмических станций как в пространстве, так и во времени искажала картину действительной сейсмичности района, появление новых данных приводило к необходимости уточнения карт сейсмического районирования.

Рассмотрим имеющийся на сегодня сейсмологический материал по представительным выборкам. Очевидно, что это равносильно рассмотрению землетрясений по разным энергетическим уровням. Специально проведенные К.Д. Джанузаковым и Б.И. Ильясовым исследования представительности имеющихся данных (табл. III.1.1) показали, что землетрясения с $KD16$ ($MD6,5$) не пропускались, по крайней мере, с 1770 года, т.е. более чем за 300 лет [Сейсмическое..., 1980].

На карте эпицентров сильнейших землетрясений Западного и Центрального Тянь-Шаня (рис. III.1.1) видно, что за последние 200–300 лет они происходили вдоль зон или узких полос. Если учитывать данные о палеосейсмодислокациях, отмечаемых в ряде пунктов Северо-Тяньшанской зоны и несвязанных с известными землетрясениями [Сейсмическое..., 1980], то возможно, что эти сейсмоактивные структуры существуют гораздо более длительный срок. На карте видно также,

Таблица III.1.1

Развитие представительности регистрируемых землетрясений

K	M	Начало периода представительности регистрации
16	6,5	1770 (отдельные события с 500 года)
14–15	5,5–6,1	1865
13	5,0	1911
12	4,5	1929
10	3,3	1955
8–9	2,2–2,8	1980

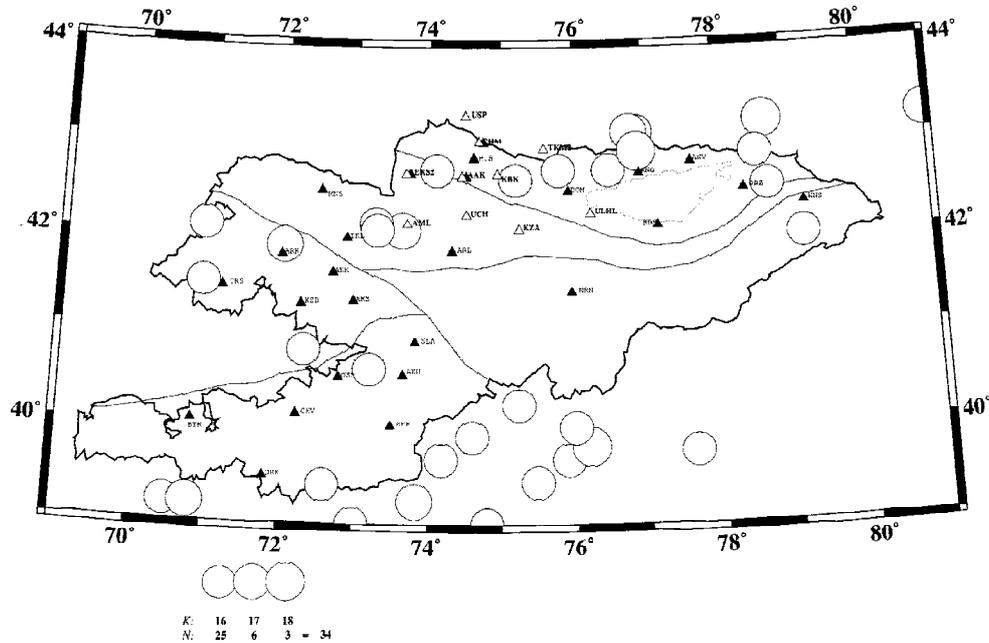


Рис. III.1.1. Карта эпицентров сильнейших землетрясений (K=16-18) с древнейших времен до 2001 г. N – число землетрясений, K – класс землетрясений. Треугольниками обозначены пункты регистрации землетрясений

что эпицентры сильнейших землетрясений по существу очерчивают Тяньшанский блок. На севере они образуют полосу, протягивающуюся параллельно северному берегу оз. Иссык-Куль через известные землетрясения Северо-Тяньшанской сейсмогенной зоны – Чиликское (1889, M=8,4) и Кеминское (1911, M=8,2), продолжающуюся на запад через очаговые зоны Сусамырского (1992, M=7,3) и Чаткальского (1946, M=7,8) землетрясений и выходящую на область Газлийских землетрясений 1976, 1984 гг. (M=7,0 и M=7,3). Такой же силы землетрясения отмечаются и вдоль южной полосы, протягивающейся вдоль Гиссарского, Заалайского и Кокшаальского хребтов. В описании карты сейсмического районирования Киргизской республики (Карта..., 1996) эти две полосы названы сейсмоактивными структурами первой категории. При этом следует уточнить, что авторы этой работы к северной границе Тяньшанского орогена относят лишь восточную часть северной полосы, а именно Северо-Тяньшанскую сейсмогенную зону. Вдоль двух других полос происходили землетрясения меньшей энергии. Западная полоса протягивается вдоль северо-восточной границы Ферганской впадины. Здесь известны такие сильные землетрясения как Ошское (1883, M=5,5), Андижанское (1902, M=6,5), Наманганское (1927, M=6,0), Куршабское (1924, M=6,5). Восточная полоса параллельна западной и расположена к востоку от оз. Иссык-Куль, протягивается от эпицентра Чиликского землетрясения 1889 г. к югу-юго-востоку. В вышеупомянутой работе [Карта ..., 1996] эти полосы упоминаются как Северо-Ферганская зона и Восточно-Иссыккульская (или Сарыджазская) линеаментная зона и отнесены к сейсмоактивным швам третьей категории.

Если на эту карту (см. рис. III.1.1) вынести сейсмические события 14-15-го энергетического класса (они представительны начиная с 1865 г.), то картина в целом не меняется (рис. III.1.2). События 15-го и 14-го энергетических классов располагаются, в основном, в пределах тех же узких полос, отчего западная и восточная из них становятся более выраженными и появляется новая полоса эпицентров вдоль южного борта Ферганской впадины, которая в работе [Карта ..., 1996] также отнесена к сейсмоактивным структурам третьей категории.

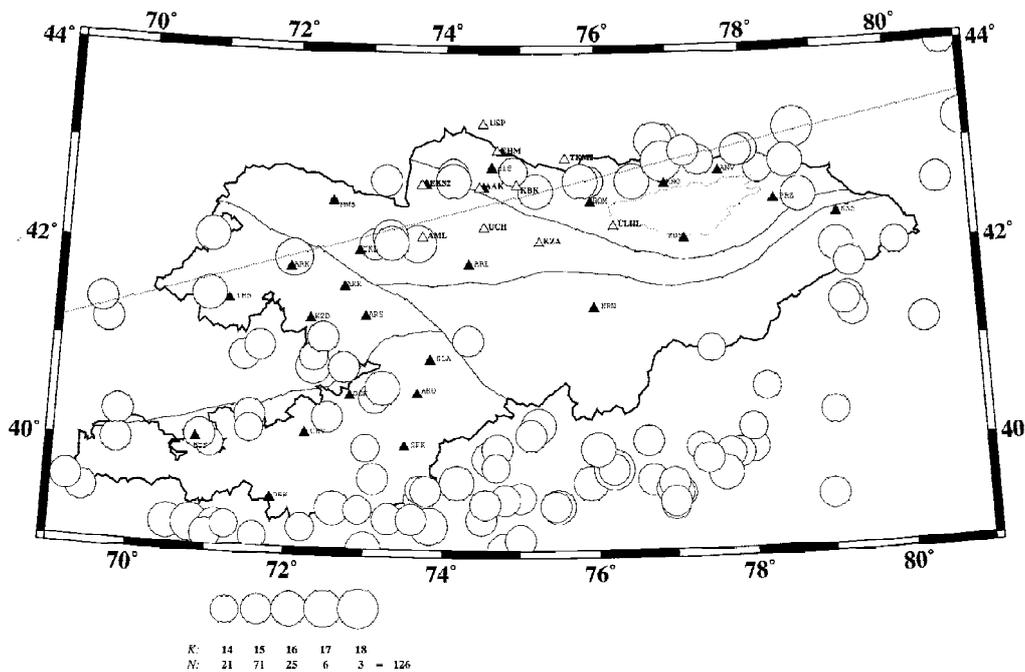


Рис. III.1.2. Карта эпицентров землетрясений с $KD_{14,4}$ с древнейших времен до 2001 г.

Изменения начинаются с 13-го энергетического класса (рис. III.1.3). Срок представительности событий этого энергетического уровня меньше. Очаги этих землетрясений выходят за пределы рассмотренных полос, образуя скопления эпицентров, относительно равномерно распределенные по всей территории Киргизстана и более плотной полосой расположенные на юге вдоль Заалайского и Кокшаальского хребтов. Эта особенность землетрясений 13-го энергетического класса отмечалась и раньше, отчего они названы фоновыми [Мусиенко, 1998].

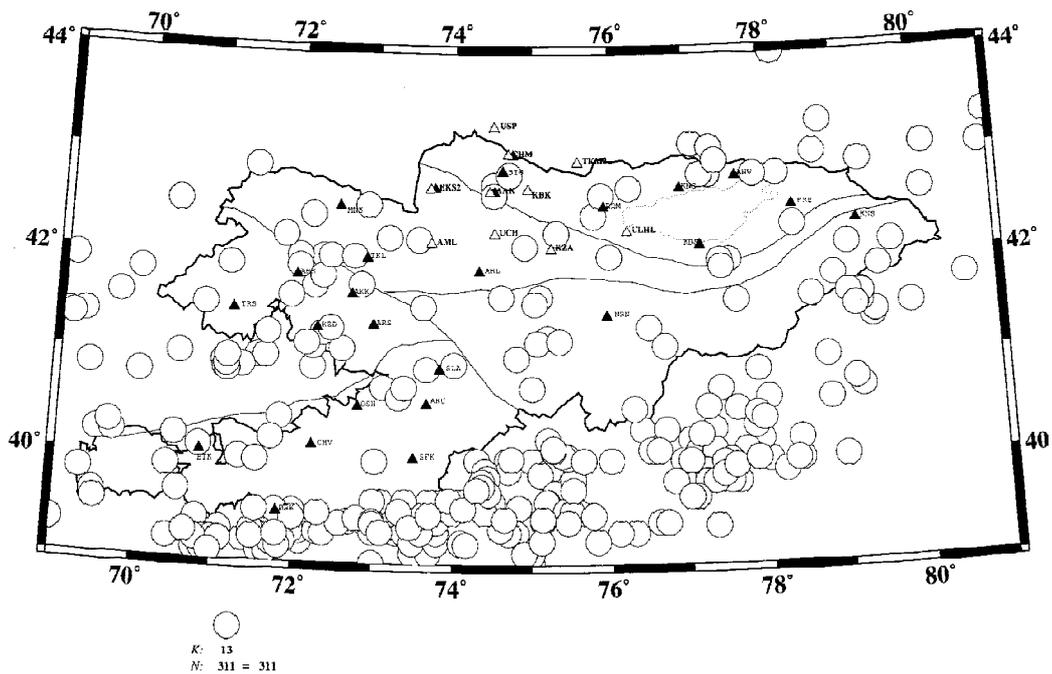


Рис. III.1.3. Карта эпицентров землетрясений с $K=13$ за период 1911–2001 гг.

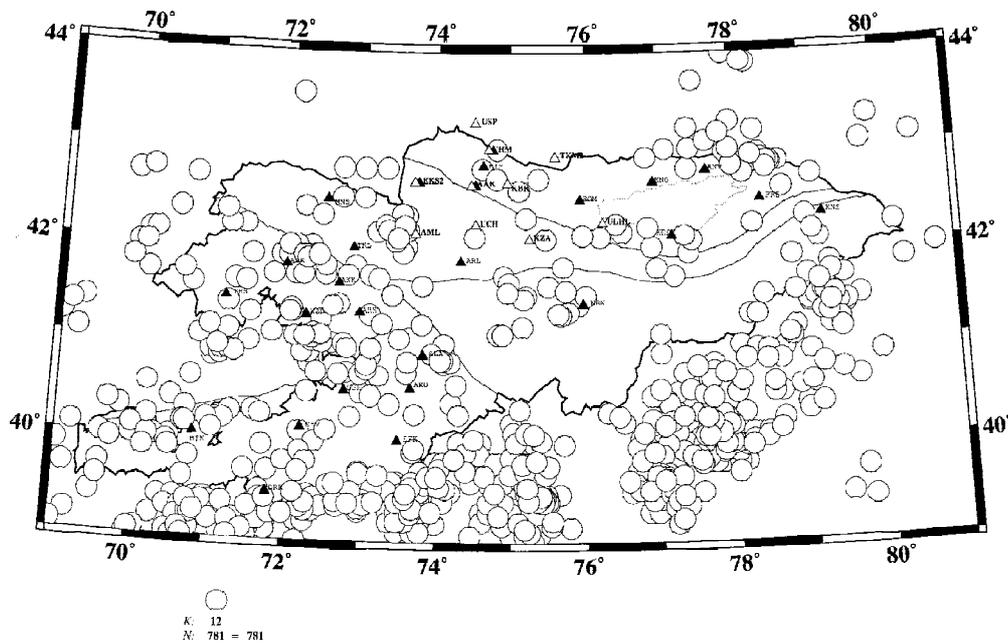


Рис. III.1.4. Карта эпицентров землетрясений с $K=12$ за период 1929–2001 гг.

На карте эпицентров землетрясений 12-го энергетического класса (рис. III.1.4) отчетливо проявляется различие Западного и Центрального Тянь-Шаня к западу от Таласо-Ферганского разлома – плотность эпицентров значительно выше. Однако, также как в случае с землетрясениями 13-го энергетического класса, северная территория, занятая эпицентрами землетрясений, отделена от Южно-Тяньшанской сейсмоактивной зоны относительно слабо активной полосой, проходящей примерно через населенные пункты Баткен, Ош, Нарын, Каракол. Эта же закономерность наблюдается и по событиям более низкого энергетического уровня. Карты эпицентров, построенные отдельно по 8-му, 9-му, 10-му и 11-му классам имеют по существу одинаковый вид, отличаясь лишь

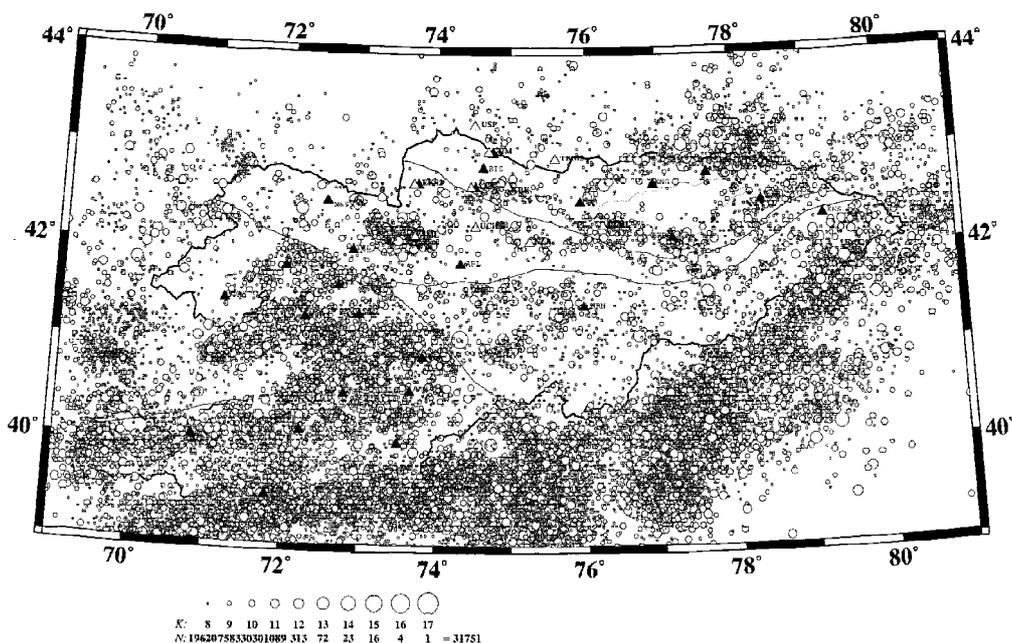


Рис. III.1.5. Сводная карта эпицентров землетрясений за период 1981–2001 гг.

количеством изображенных эпицентров – чем ниже энергетический класс событий, тем больше их количество. На рисунке III.1.5 приведена суммарная карта за период 1981–2001 гг., т.е. когда события всех энергетических уровней были представительны. Таким образом, для слабых землетрясений с $K=8-12$ зона Таласо-Ферганского разлома играет роль раздела территории Тянь-Шаня по уровню сейсмической активности А: для западной части 1,0DAD0,5, а для восточной части 0,3DAD0,1, т.е. в 3–5 раз меньше [Сейсмическое..., 1980].

На рисунке III.1.5 видно также, что несмотря на высокую плотность эпицентров, все же просматривается тенденция эпицентров группироваться на относительно малых площадях. При описании сейсмичности территории их называют сейсмоактивными участками. Для Северного Тянь-Шаня это – Кемино-Чиликский (Северо-Иссыккульский), Сарыкамышский, Южно-Иссыккульский и Южно-Чуйский участки с примерно одинаковым уровнем сейсмической активности. В Центральном Тянь-Шане выделяются зоны: Сонкульская в среднем течении р. Нарын на южных склонах хребта Молдотау и Джумгало-Сусамырская, приуроченная к Джумгальскому и Сусамырскому хребтам. Далее к югу отмечаются Сары-Челекский, Нарынский и Карасуйский сейсмоактивные участки, территориально приуроченные к Атойнокскому, Чаткальскому и Ферганскому хребтам. Широкую полосу, охватывающую северо-западную и северную части горного обрамления Ферганской впадины, представленной полосой адыров, занимает Северо-Ферганская зона. Она также состоит из нескольких участков, два из которых – Андижан-Ошский и Ошско-Узгенский – расположены в восточной части Ферганской впадины, а третий – Наманган-Ташкумырский – приурочен к северо-западной ее части и охватывает обширную территорию Наманганской области Узбекистана и значительные площади Ошской области Киргизии. В пределах Южно-Ферганской зоны, протягивающейся вдоль “впадин 40 параллели”, выделяются четыре сейсмоактивных участка: Исфара-Баткенский, Хайдарканский, Иски-Наукатский и Ферганский [Джанузаков, 1984; Карта сейсмического..., 1996].

Очаги землетрясений киргизской части территории Тянь-Шаня залегают в пределах земной коры и распределены по вертикали крайне неравномерно. Наиболее широкое распространение имеют очаги с глубинами 5–15 км, меньше – 16–20 км и еще меньше – более 25 км. Максимальные значения глубин (25–30 км) отмечены в Кемино-Чиликском и Фергано-Чаткальском сейсмоактивных участках. Большие глубины очагов (20–25 км) наблюдаются в Южно-Чуйской, Северо-Ферганской и Южно-Ферганской зонах. Очаги глубже 30 км на исследуемой территории встречаются крайне редко [Сейсмическое..., 1980; Карта сейсмического..., 1996]. Землетрясения Центрального Тянь-Шаня не достигают больших глубин. Косвенным свидетельством этому служит то, что коэффициент затухания силы землетрясения для них велик по сравнению с коэффициентом затухания землетрясений Северного Тянь-Шаня [Сейсмическое..., 1980].

Класс точности инструментальных определений эпицентров землетрясений изменялся вместе с изменением плотности сетей наблюдений. До 1957 г. землетрясения Средней Азии по классу точности разделялись на две группы – класс А с точностью определения эпицентра W25 км и класса Б с точностью W50 км. За период с 1927 по 1942 г.г. из 565 обработанных событий лишь одно отнесено к классу А и 18 – к классу Б. С 1943 по 1948 годы обработано 764 события. Из них 15 определено с точностью класса А и 98 – класса Б. С 1949 по 1956 годы из 7867 инструментальных эпицентров уже 14% событий определены с точностью класса А и 33% – класса Б. Кроме региональной сети стационарных станций в разное время на территории Киргизстана или соседних республик, данные которых участвовали в обработке землетрясений Киргизстана, выполнялись экспедиционные наблюдения (табл. III.1.2). Самые длительные сроки наблюдений были в Нарынском отряде и Чуйской экспедиции. К локальным сетям можно отнести также цифровые станции KNET сотрудничества Университетов США. Эта сеть была установлена в 1991 г. и продолжает работать по сей день.

В пределах площадей, где располагались сети детальных наблюдений, все землетрясения по точности определения координат и глубины залегания очага подразделялись на классы *a*, *b*, *в*, и *неклассные* на время функционирования этих сетей: *a* – ошибка определения координат эпицентра

Таблица III.1.2

Работа сейсмологических экспедиций Института сейсмологии НАН Республики Киргизстан

Наименование экспедиций (отрядов)	Сроки работ	Примерные координаты	№ п/п
Нарынский отряд			1
1-я стоянка*	1957–58	$\varphi=40^{\circ}30'42.30''$ $\lambda=72^{\circ}00'74.30''$	
3-я стоянка	1962–63	$\varphi=40^{\circ}30'42.30''$ $\lambda=72^{\circ}00'73.20''$	2
4-я стоянка	1964–68	$\varphi=41^{\circ}15'41.56''$ $\lambda=71^{\circ}10'74.00''$	3
Кировский отряд	1964–65	$\varphi=42^{\circ}25'42.52''$ $\lambda=70^{\circ}50'72.20''$	4
Раватский и Сохский отряды**	=1964–66	$\varphi=40^{\circ}00'41.25''$ $\lambda=70^{\circ}30'73.30''$	5
Папанский отряд	1965–67	$\varphi=39^{\circ}34'42.30''$ $\lambda=71^{\circ}36'73.30''$	6
Чуйский отряд	1967–76	$\varphi=41^{\circ}30'43.30''$ $\lambda=73^{\circ}30'77.00''$	7
Сары-Камышский отряд	1970–72		8
Токтогульская сеть***	С 1978		9
KNET	С 1991		10

* – 2-я стоянка располагалась на территории Таджикистана. В обработке землетрясений Киргизстана ее данные не использовались.

** – отряды Узбекского института сейсмологии, данные которых частично использовались в обработке землетрясений Киргизстана.

*** – Токтогульская сеть работала в районе Токтогульской ГЭС и состояла из 6-ти аналоговых станций американского производства и 4-х стационарных станций экспедиционного типа.

не превышает ± 3 км; b – ошибка определения координат эпицентра не превышает ± 5 км; v – ошибка определения координат эпицентра не превышает ± 7 км; *неклассные* – ошибка определения координат не превышает ± 10 км. К ним также относились землетрясения, для которых по тем или иным причинам невозможно было определить глубину очага [Ильясов и др., 1980].

Координаты эпицентров землетрясений, происходивших вне наблюдений этих отрядов, по-прежнему определялись с точностью А или Б. С 1975 г. каталоги землетрясений в СССР публикуются в формате [Новый каталог..., 1977а, б], где для каждого параметра указывается реальная точность определения для каждого события в соответствующих единицах измерения.

Принято считать, что точность определения координат эпицентра зависит только от плотности окружения его пунктами наблюдений. Действительно, в краевых частях области расположения сети наблюдений точность определения основных параметров падает, например, координаты землетрясений области Кокшаалских хребтов до сих пор определяются с точностью, не превышающей ± 20 км. Вместе с тем известен факт, что “неклассные” землетрясения могут происходить при максимальной плотности сетей наблюдений, практически на тех же участках, где основная масса регистрируемых событий относится к классу точности “а” или другому. Это замечание относится и к землетрясениям Кокшаала. Остается допускать, что причина этого явления кроется в самом характере излучения сейсмических волн из очагов таких событий.

Сведения о механизмах очагов землетрясений (МОЗ) стало возможным получать лишь с того момента времени, когда сеть сейсмических наблюдений на территории Средней Азии достигла определенной плотности. Существующие каталоги решений МОЗ начинаются с сильного Чаткальского землетрясения 1946 г., но до 1960 г. он содержит сведения лишь о 9 событиях. Первые попытки массового определения МОЗ начинаются после 1960 г. в пределах территорий, где проводились наблюдения полевыми отрядами [Захарова и др., 1973; Лопатина, Серебрянская, 1978]. Но даже для этих территорий удается определить решения МОЗ для примерно 20% землетрясений из-за особенностей расположения эпицентра относительно точек наблюдения. С 1960 г. каталог МОЗ становится представительным по событиям с $KD11$, с 1973 – для событий с $KD10$. После 1980 г. определения решений МОЗ проводятся по всей территории Киргизстана для событий с $KD9$. Однако к западу от Таласо-Ферганского разлома массового определения МОЗ для слабых событий с $K < 9$ не проводится из-за особенностей начальной части записи большей части землетрясений этого района. По этой же причине не всегда удается найти адекватное решение МОЗ и для событий

более высокого энергетического уровня ($K=10-11$). До 1994 г. каталоги МОЗ содержат довольно большое количество решений и для территорий, сопредельных с Киргизстаном (1/3–1/2-я часть от количества произошедших землетрясений для северных частей территории Китая и Таджикистана). Затем из-за прекращения обмена данными с таджикскими и китайскими сейсмологами каталог МОЗ становится обедненным событиями, происходящими к югу от границы Киргизстана.

Первые исследования пространственно-временного распределения типов подвижек, определенных по решениям МОЗ, показали, что поле напряжений неустойчиво в пространстве и во времени при рассмотрении материалов за длительные сроки [Беленович, 1992]. Сравнение годовых карт МОЗ также показывает изменение процентного соотношения подвижек разного типа [Кальметьева и др., 2002а]. И все же можно отметить основные особенности решений МОЗ для территории киргизской части Тянь-Шаня. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что в очагах землетрясений с $KD13$ чаще всего (по крайней мере больше 50%) ось сжатия расположена близгоризонтально и ориентирована субмеридионально при близвертикальном положении оси растяжения (рис. III.1.6 и III.1.7). При такой ориентации осей напряжений происходят подвижки надвигового или сдвиго-надвигового типа. Для слабых же событий, напротив, характерно то, что не менее 50% землетрясений происходит при пологом залегании осей сжатия и растяжения. В такой ситуации равновероятно возникновение подвижки либо по вертикальной, либо по горизонтальной плоскости.

Отмечается и определенное пространственное распределение типов подвижек. Для Центрального Тянь-Шаня надвиговые подвижки преобладают. Для Северного Тянь-Шаня кроме надвиговых подвижек довольно часты подвижки сдвиго-сбросового типа. Очаги Южно-Ферганской зоны характерны тем, что практически все решения механизмов имеют существенную сдвиговую ком-

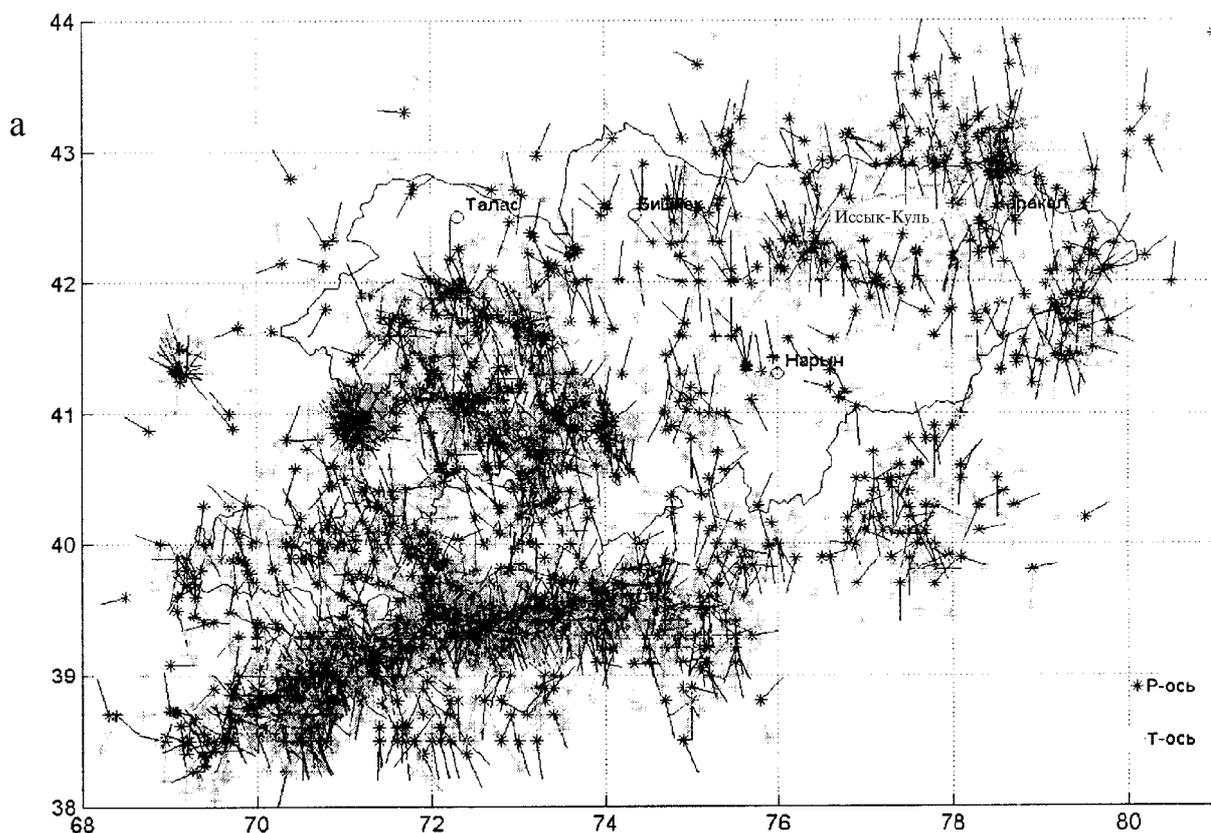


Рис. III.1.6. Азимуты осей сжатия (черные линии) и растяжения (светлые линии) в очагах землетрясений с $K=10$ (а), $K=11$ (б) и $K=12$ (в)

Направления действия сил показаны в нижней полусфере: Р-ось – ось сжатия, Т-ось – ось растяжения

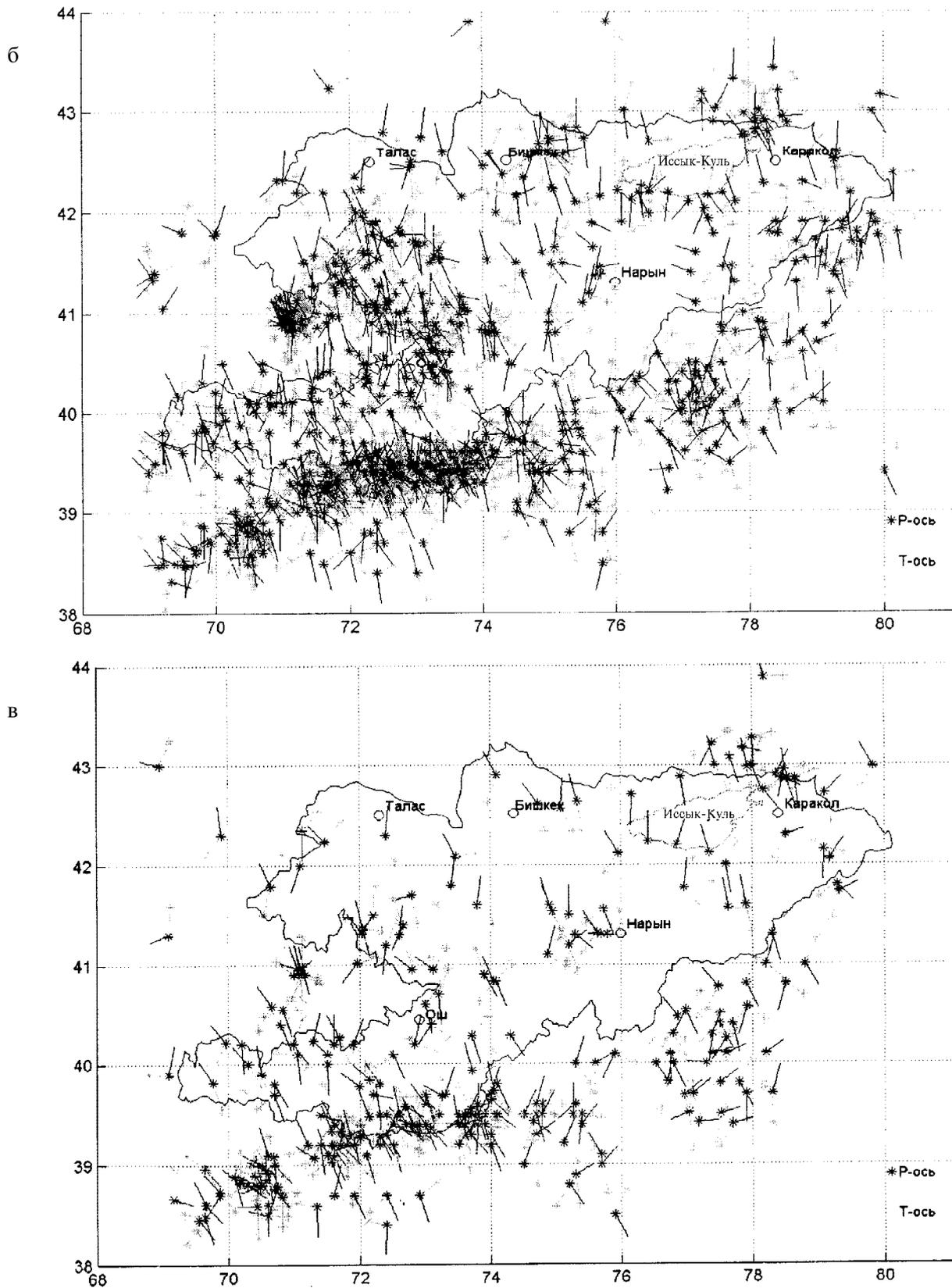


Рис. III.1.6 (окончание)

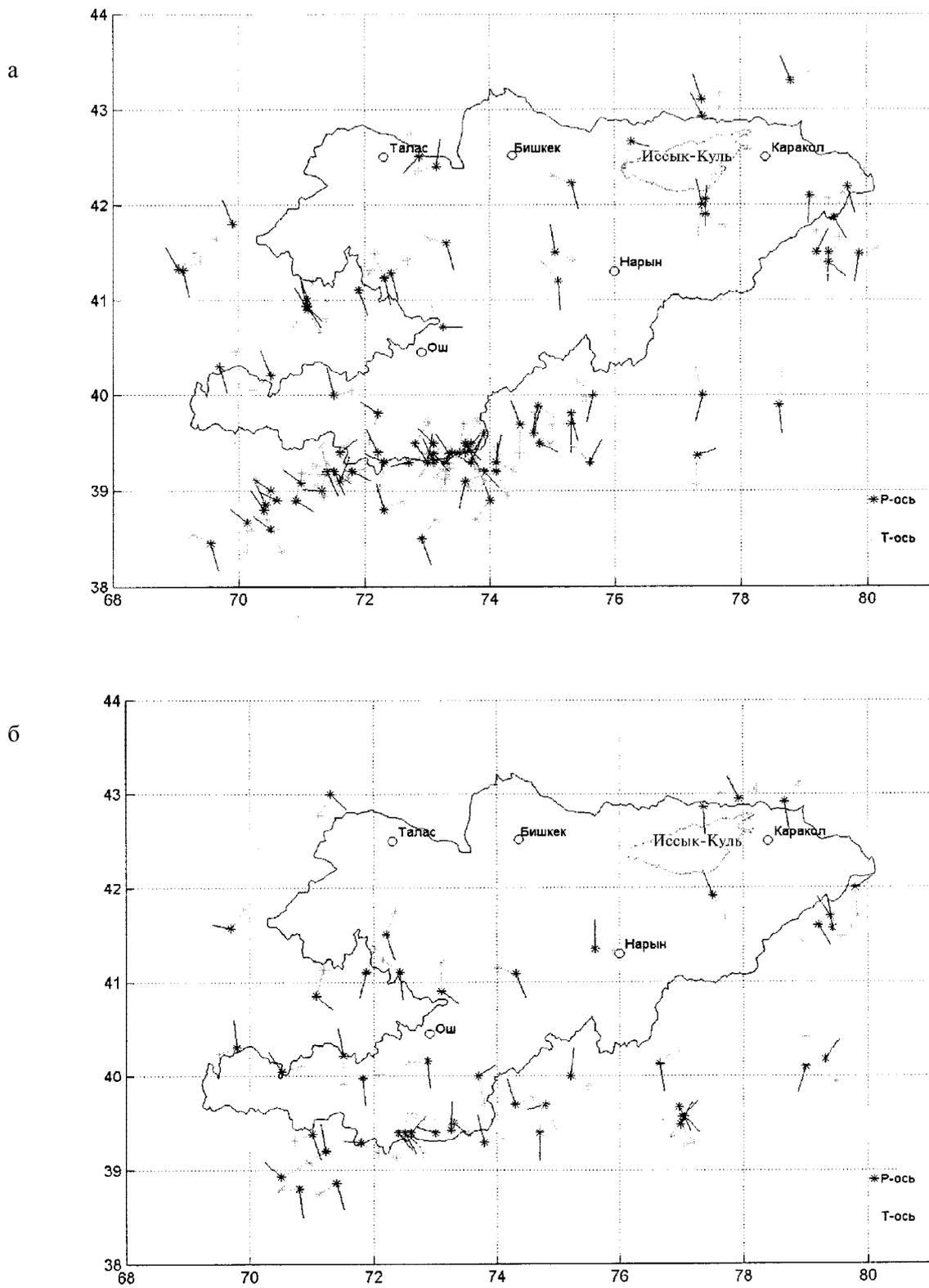


Рис. III.1.7. Азимуты осей сжатия и растяжения в очагах сильных землетрясений с $K=13$ (а), $K=14-15$ (б) и $K=16$ (в)
 Обозначения те же, что на рис. III.1.6

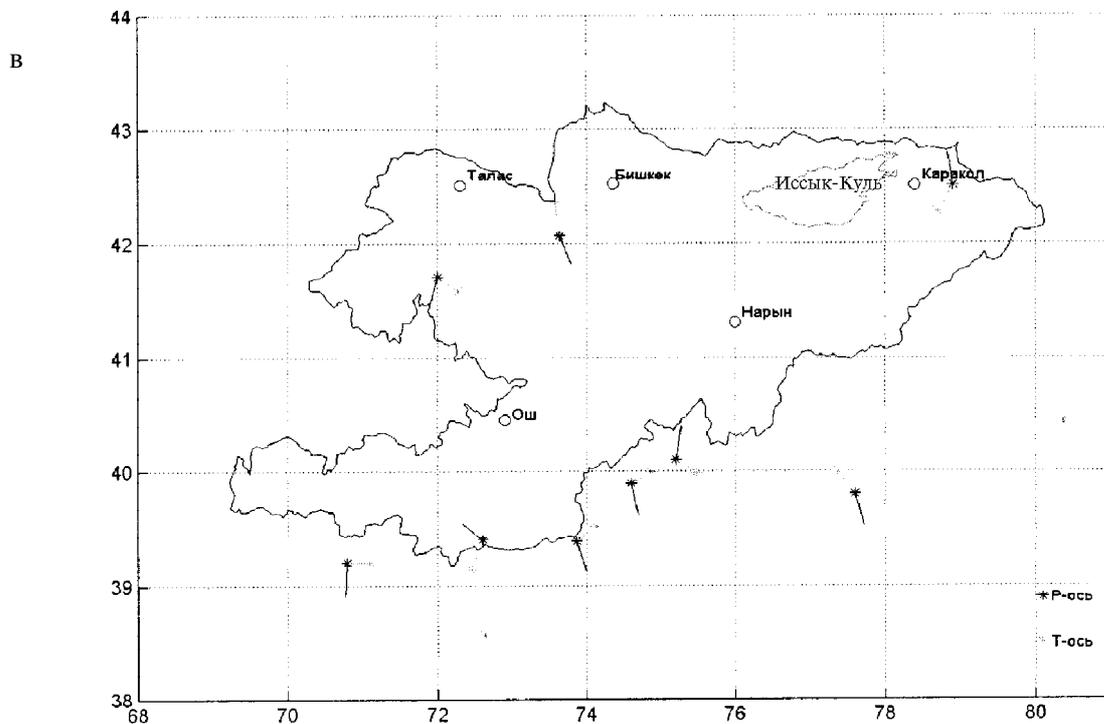


Рис. III.1.7. (окончание)

поненту. Землетрясения со сбросовыми типами подвижек в очагах имеют тенденцию происходить не всегда, а появляться во времени группами [Кальметьева и др., 1999, 2000, 2001].

Возвращаясь к рисункам III.1.6 и III.1.7, следует отметить два очевидных факта. Первое, что, как отмечалось всеми исследователями Тянь-Шаня, сжимающие усилия имеют субмеридиональное направление. Если говорить точнее, то на рисунках видно, что азимут оси сжатия составляет примерно 350° . Это направление практически перпендикулярно линии, соединяющей эпицентры Чиликского ($M=8,4$) и Газлийского ($M=7,3$) землетрясений, вдоль которой, как уже упоминалось, произошли сильнейшие сейсмические события Тянь-Шаня. Второе, что силы сжатия направлены с юга на север.

Исследование пространственно-временных закономерностей проявления землетрясений, особенно слабых, в трехмерном пространстве всегда затруднено из-за сравнительно низкой точности определения глубин очагов. Мировая практика показывает, что при существующих методах определения глубины гипоцентра землетрясения, точность оценки, грубо говоря, составляет половину расстояния между ближайшими станциями сети сейсмических наблюдений. По этой причине ранние исследования закономерностей сейсмичности были посвящены, в основном, латеральному распределению очагов землетрясений во времени.

Для территории Северного Тянь-Шаня в пределах Бишкекского прогностического полигона пространственно-временное поведение сейсмичности детально исследовал В.П. Грин [Грин и др., 1978, 1980]. Особое внимание им уделено самой сейсмоактивной зоне полигона, названной им Южной, которая протягивается в широтном направлении вдоль подножья Киргизского хребта, охватывая южную часть горного обрамления Чуйской впадины. По долговременным инструментальным наблюдениям (1929–1974 гг.) здесь обнаруживается вполне определенная цикличность в проявлении сейсмической деятельности. Длительность цикла составляет 15–20 лет – периоды активизации сейсмической деятельности (1929–1938, 1947–1954, 1968–1974 гг.) сменяются периодами относительного затишья (1939–1946, 1955–1967 гг.).

По данным детальных сейсмологических наблюдений, совпавших по времени с последним периодом активизации, обнаруживается цикличность второго порядка, проявляющаяся в виде кратковременных всплесков активности, сменяющихся относительно длительным затишьем, при этом все сильные ($K > 11$) землетрясения хронологически совпадают с периодами относительного увеличения сейсмической активности, выделяемыми по слабым толчкам. Изучение пространственно-временных характеристик выявляет также миграцию эпицентров относительно сильных ($K = 10$) землетрясений с запада на восток или с востока на запад, причем в каждом из периодов активизации миграция начинается в центре зоны. В результате анализа карт эпицентров слабых землетрясений за 1968–1974 гг. В.П. Грин приходит к выводу, что сейсмический процесс не происходит постоянно в пределах каждого из сейсмоактивных участков. Он отмечает, что проявление сейсмичности носит “кусочный” характер, т.е. в течение достаточно длительного времени землетрясения возникают в отдельных местах участка группами, не накладываясь друг на друга, а “пристраиваясь” к уже имеющимся группам.

Примерно также, группами на отдельных участках происходят землетрясения и в других частях территории Тянь-Шаня. Для примера сравним две карты эпицентров, построенных для одной и той же территории, расположенной к юго-западу от Таласо-Ферганского разлома, но за разные сроки наблюдений (рис. III.1.8). Видно, что на северной части рассматриваемой территории в 60-е годы максимальная плотность эпицентров наблюдалась к северо-западу от р. Нарын, а в 70-е годы – к юго-востоку. В центральной части территории вдоль реки Нарын в 60-е годы не было ни одного землетрясения, а в 70-е – отмечается плотное скопление эпицентров.

Вопрос о миграции сильных землетрясений по территории Тянь-Шаня рассматривал Б.И. Ильясов. Он пришел к заключению, что во времени сильные землетрясения с MD5 перемещаются по направлению с юга на север. И, по-видимому, центром, из которого начинают перемещаться очаги сильных землетрясений на север, является Гиндукушская зона глубокофокусных землетрясений [Кальметьева, Юдахин, 1994].

По мере увеличения детальности сейсмических наблюдений появилась возможность более детально исследовать пространственно-временные закономерности уже в трехмерном пространстве. Т.П. Грином [1991; Грин, Кальметьева, 1978] был предложен метод определения глубины очага землетрясения по скоростям Р- и S-волн, отмеченных на экспериментальном годографе первых вступлений в области регистрации прямых волн. Метод основан на очевидном утверждении: если землетрясения регистрируются одной и той же системой наблюдений и происходят в пределах одной и той же территории, где установлена эта сеть наблюдений, то, дифференцировав землетрясения по типам экспериментальных годографов от них, мы тем самым дифференцируем землетрясения по глубине их очагов. Этот метод был применен на материалах детальных сейсмологических наблюдений в пределах юго-западной части территории Тянь-Шаня в 1965–1967 гг.

Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что мелкие землетрясения (от которых скорости первых вступлений не превышают 6,1 км/с) имеют большую площадь распространения, чем глубокие, т.е. верхний слой земной коры мощностью примерно до 10–15 км сейсмоактивен почти повсеместно, тогда как глубокие толчки являются таковыми не везде. Самые низкие скорости первых вступлений – 5,5, 5,4, 5,1 км/с и даже меньшие наблюдаются от скоплений очагов вдоль Заалайского хребта и его северных склонов. В осадочной толще Ферганской впадины такие землетрясения не происходят. Зона глубоких землетрясений (15–35 км), от которых в первых вступлениях прослеживаются скорости от 6,3 до 7,1 км/с, сужающейся полосой выходит из Ферганской впадины и в районе г. Ош поворачивает на северо-восток перпендикулярно линии Таласо-Ферганского разлома. Южная граница этой зоны проходит вдоль Южно-Ферганской системы разломов субширотного простирания. Там, где по мере продвижения на восток широтная ориентировка этой системы разломов меняется на северо-восточную, происходит поворот и зоны глубоких очагов.

В северной части района сгущение эпицентров глубоких землетрясений отчетливо трассирует линию Таласо-Ферганского разлома. Скопление эпицентров глубоких землетрясений наблюдается вдоль Атайнокского разлома. Цепью глубоких очагов трассируется участок Северо-Ферганско-

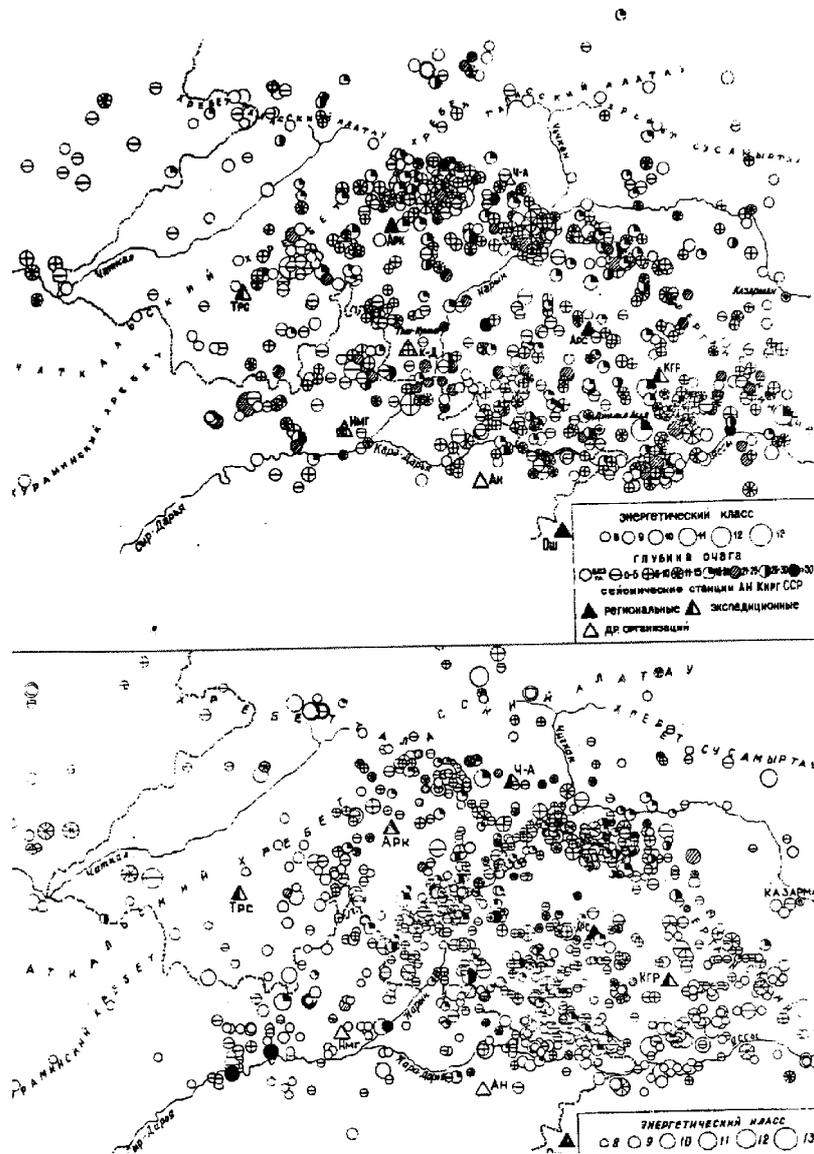


Рис. III.1.8. Карты эпицентров землетрясений зоны Таласо-Ферганского разлома и прилегающей с запада к нему территории с KD8 по данным детальных сейсмических наблюдений за 1962–1969 г.г. (а) и 1970–1977 г.г. (б)

го разлома. Глубокие землетрясения прослеживаются также вдоль Восточно-Ферганского разлома [Грин, Кальметьева, 1978; Грин, 1982].

Обращает на себя внимание еще одна особенность пространственно-временного распределения землетрясений. Близкие по времени возникновения очаги землетрясений обычно существенно отдалены друг от друга по площади, но зачастую имеют одинаковую глубину, то есть происходят на одном глубинном уровне и, возможно, связаны с какой-либо горизонтальной границей в земной коре. В связи с этим упомянутое выше преобладание для слабых землетрясений пологой ориентации осей напряжений (при такой ориентации осей напряжений с равной вероятностью возможно возникновение подвижки как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскости) позволяет допускать, что в их очагах происходят подвижки по горизонтальным площадкам. Другими словами, пространственно-временная связь очагов землетрясений осуществляется не только вдоль вертикальных плоскостей (миграция очагов вдоль разломов), но зачастую вдоль горизонтальных

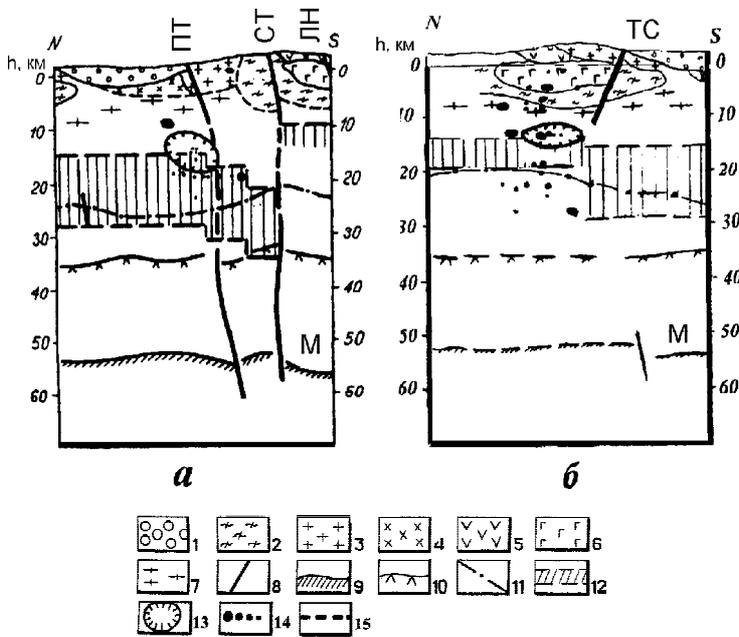


Рис. III.1.9. Геофизические модели очагов сильных землетрясений

а – Сарыкамышского 1970 г., $\varphi=42^{\circ}30'$ с.ш., $\lambda=78^{\circ}43'$ в.д., $H=10-15$ км, $K=16$; б – Жаланаш-Тюпского 1977 г., $\varphi=42^{\circ}52'5$ с.ш., $\lambda=78^{\circ}35'$ в.д., $H=10-14$ км, $K=15$

1 – кайнозойские отложения; 2–4 – породы верхнего докембрия и палеозоя: 2 – сланцы, 3 – граниты, 4 – сиениты, 5 – диориты, эффузивы, 6 – габбро, ультраосновные породы, 7 – гнейсы; 8 – разломы (ПТ – Предтерекский, СТ – Центрально-Терекский, ЛН – линия Николаева, ТС – Талдысуйский); 9–12 – обменнообразующие границы по МОВЗ: 9 – граница Мохоровичича, 10 – подошва промежуточного слоя; 11 – кровля промежуточного слоя, 12 – электропроводящий слой; 13 – область сейсмогенерирующих разрывных нарушений основного толчка; 14 – область афтершоков энергетических классов 12–9; 15 – изотерма 400°C

поверхностей, что подтверждает явление тектонической расслоенности земной коры Тянь-Шаня [Макаров и др., 1982; Литосфера Тянь-Шаня, 1986; Тектоническая расслоенность..., 1990].

Метод скоростей был также применен для определения глубин очагов некоторых сильных землетрясений и их афтершоковых последовательностей [Типовые..., 1992]. Эти материалы были использованы для построения геофизических моделей очагов землетрясений [Юдахин и др., 1991]. Оказалось (рис. III.1.9, III.1.10), что основные толчки всех рассмотренных землетрясений приурочены к кровле электропроводящего слоя на глубине примерно 10–15 км. Афтершоки же опускаются на всю глубину сейсмоактивного слоя (до 30 км), а также выходят к дневной поверхности (Сусадырское и Жаланаш-Тюпское землетрясения, рис. III.1.11).

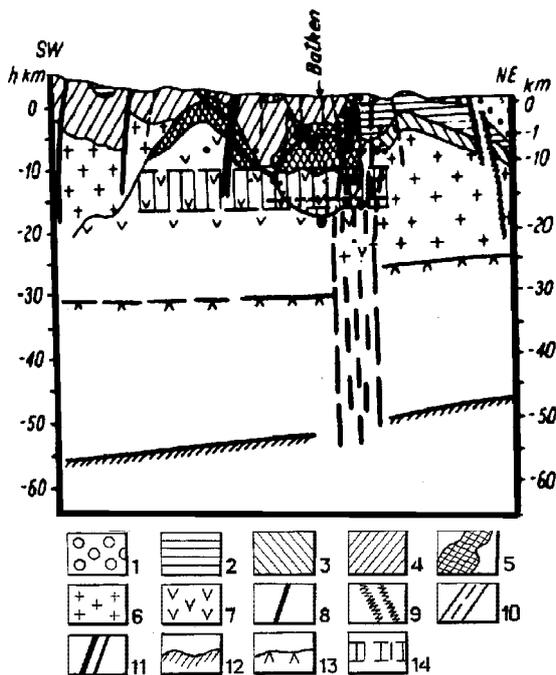


Рис. III.1.10. Геофизическая модель очага Исфара-Баткенского землетрясения 1977 г., $\varphi=40^{\circ}05'$ с.ш., $\lambda=70^{\circ}52'$ в.д., $H=11-15$ км, $K=16$

1 – мезозой-кайнозойские отложения; 2 – верхнепалеозойский флишево-молассовый комплекс; 3, 4 – нижнепалеозойский комплекс: 3 – Срединного Тянь-Шаня, 4 – Южного Тянь-Шаня; 5 – серпентиновый меланж и протрузии; 6 – “гранитный” слой и гранитоидные интрузии; 7 – меланократовый (базит-гипербазитовый) фундамент; 8–11 – разломы: 8 – Предтуркестанский, 9 – Южно-Ферганская флексурно-разрывная зона, 10 – зона Южно-Ферганского разлома, 11 – прочие; 12 – граница Мохоровичича; 13 – подошва промежуточного слоя (граница Конрада); 14 – электропроводящий слой

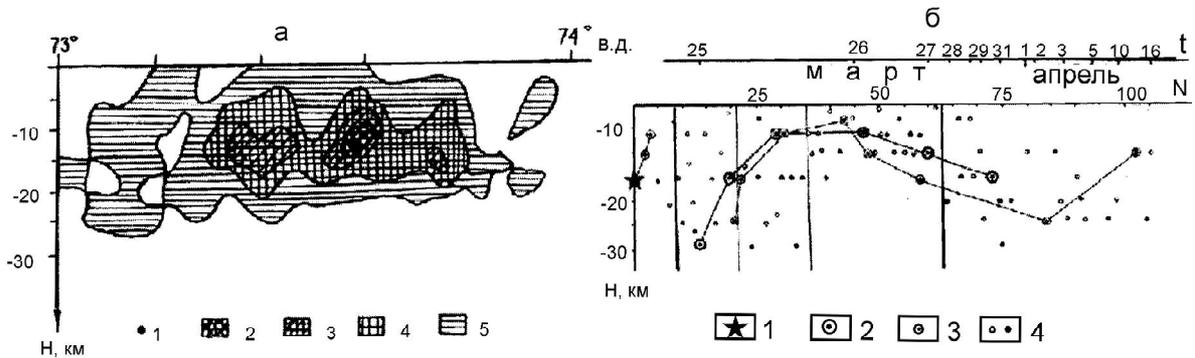


Рис. III.1.11. Разрезы через очаговые области Сусамырского 1992 г. (а) и Жаланаш-Тюпского 1978 г. (б) сильных землетрясений

а – распределение плотности гипоцентров афтершоков в широтном разрезе. 1–5 – количество событий в сечении размером 5w5 км: 1 – 20, 2 – 15, 3 – 10, 4 – 5, 5 – 1.

б – глубины гипоцентров афтершоков по порядку их возникновения (на верхней оси показано время t – месяцы, дни). Энергетический класс событий: 1 – $K=15$ (основной толчок), 2 – $K=11-12$, 3 – $K=10$, 4 – $K=9$

Глубины очагов сильнейших землетрясений Северного Тянь-Шаня, определенные при полевых обследованиях методом картирования разрывов на вертикальных разрезах, оцениваются примерно теми же величинами. Если учесть, что линейные размеры очаговых зон сильнейших землетрясений составляют сотни километров, то столь незначительное распространение на глубину очага землетрясения с очевидностью говорит о том, что не подвижки по разломам вызывают землетрясения, а напротив, произошедшее землетрясение производит относительное перемещение крыльев разлома, вызывает его активизацию над очаговой областью. Например, на разрезе широтного простираения через очаговую область Сусамырского землетрясения видно, что область афтершоков ограничена снизу кривой с радиусом кривизны примерно 90–100 км, как бы отмечая структуру, уходящую вглубь по крайней мере на 200 км.

Известно, что сильные землетрясения часто сопровождаются магнитными явлениями. Не исключено, что эти явления вызывают магнитоэлектрический эффект на кровле электропроводящего слоя; именно этот эффект может являться непосредственным инициатором землетрясения в области, где подготовлены соответствующие напряженно-деформационные условия. На такое предположение наводит также один очень интересный факт, обнаруженный при построении геофизических моделей очагов землетрясений и сравнительном изучении методами геофизики двух сред – Тяньшанского пояса горообразования и Казахского щита и Туранской плиты [Типовые..., 1992]. Комплексом геофизических методов были выявлены принципиальные различия сейсмичных и асейсмичных сред. Особенно эти различия проявляются по электропроводящим свойствам. Сейсмоактивный Тянь-Шань имеет развитый проводящий слой в верхней части земной коры с кровлей на глубинах 5–10 км. В пределах слабосейсмичных районов Казахского щита указанный слой отсутствует. Таковой прослеживается в нижней части земной коры, его кровля погружается до глубин 25–30 км, а мощность значительно больше, чем на Тянь-Шане. Интересно то, что северная граница Тяньшанского пояса на глубине не совпадает с границей на дневной поверхности.

Мощный электропроводящий слой, характерный для Казахского щита, простирается под горную область до Центрально-Терекской разлома, подстилая всю территорию Муюнкумо-Наратского массива, т.е. граница блоков, образующих Казахский щит, по данным гравиметрии располагается южнее неотектонической и геоморфологической северной границы Тяньшанского пояса. Самые сильные, катастрофические землетрясения произошли именно на участке, где он сочленяется с Казахским щитом и Туранской плитой. Глубинная структура, характерная

для Туранской плиты, прослеживается в пределы Тянь-Шаня под Ферганской впадиной вплоть до Восточно-Ферганского линеамента. На основании этого можно полагать, что горное сооружение Тянь-Шаня как бы прорастает в смежные платформенные области Казахского щита и Туранской плиты, взламывает их кору. Этот вывод важен тем, что именно в краевых зонах Тянь-Шаня произошли наиболее сильные разрушительные землетрясения. Во всяком случае, явно прослеживается связь очагов сильных землетрясений с границей горного пояса, с одной стороны, и с кровлей электропроводящего слоя, с другой, причем степень сейсмичности зависит от характера сочленения электропроводящих слоев орогена со щитом и плитой – “эффект конденсатора”.

Вместе с тем, перемещения вдоль разломов несомненно также являются причиной возникновения землетрясений. Очевидным примером этого может служить серия землетрясений вдоль Южно-Ферганской системы разломов в 1976–1977 гг. [Кальметьева, Лесик, 1983]. В течение 4–6 лет перед Исфара-Баткенским землетрясением вся эта зона испытывала сейсмическое затишье. Активизация ее началась в 1976 г. с западного окончания и затем мигрировала в широтном направлении на восток, вдоль зоны субширотных краевых разломов. На карте эпицентров за 1976–1977 гг. выделяется три группы землетрясений, каждая из которых представлена основным толчком и афтершоками трех сильных землетрясений: первое – 16 января 1976 г., $\varphi=40^{\circ}05'$, $\lambda=69^{\circ}44'$, $H=5$ км, $K=12$; второе – Исфара-Баткенское – 31 января 1977 г., $\varphi=40^{\circ}05'$, $\lambda=70^{\circ}52'$, $H=11-15$ км, $K=16$; третье – Хайдарканское – 3 июня 1977 г., $\varphi=39^{\circ}56'$, $\lambda=71^{\circ}43.5'$, $H=11-15$ км, $K=14$. Глубины очагов основных толчков и их афтершоков для двух последних событий определялись методом скоростей.

Для Исфара-Баткенского землетрясения все афтершоки, возникшие на уровне основного толчка или выше, произошли в непосредственной близости от него, образуя густое скопление. Причем, если рассматривать перемещение афтершоков во времени, то оказывается, что очаги афтершоков на глубине 6–11 км перемещались в широтном направлении с запада на восток, а одновременно с этим на глубине 11–15 км они перемещались в противоположном направлении. Когда афтершоки достигли дневной поверхности, следующие во времени афтершоки стали постепенно погружаться. Затем появились глубокие афтершоки. Часть из них произошла вблизи основного толчка, в зоне глубинного разлома, ограничивающего Исфара-Баткенский блок с запада. Остальные глубокие афтершоки стали перемещаться на восток в виде единичных событий вдоль разломов широтного простирания.

Затем произошло Хайдарканское землетрясение. Его основной толчок имел место на той же глубине, что и предыдущее сильное землетрясение, а его афтершоковая деятельность происходила в узкой зоне глубинного Кумбель-Кокандского поперечного разлома. Сложность пространственных перемещений в очаге Исфара-Баткенского землетрясения отразилась и на характере его записей на сейсмограмме.

Но сначала остановимся на результатах анализа сейсмограмм для юго-западной части территории Тянь-Шаня вообще [Кальметьева, 1980, 1982; Горбунова, Кальметьева, 1988]. Рассматривался начальный участок записей прямых P- и S-волн от момента первого вступления до наступления максимальной амплитуды по материалам детальных сейсмологических наблюдений Нарынского и Папанского экспедиционных отрядов за 1965–1967 гг. Анализировались азимутальные распределения времени нарастания амплитуды волны, амплитудные розы и азимутальные периодограммы, а также определялись средние значения отношений амплитуд и периодов продольных и поперечных волн. Интерпретация этих материалов с привлечением результатов теоретических и лабораторных исследований параметров сейсмических волн в зависимости от характера процессов в очаге, позволила для каждого землетрясения определить тип и характер первой и основной подвижек в очаге, провести количественные оценки скорости и направления распространения разрыва и его протяженности.

В результате было установлено существование двух типов очагов с существенно отличными закономерностями излучения продольных и поперечных волн. К первому из них относятся сколы, ко второму – очаги с квазиоднородным излучением продольных и поперечных волн. Характеристики излучения очагов сколовых землетрясений находятся в хорошем согласии с результатами те-

оретических и лабораторных исследований дислокационных источников. Можно с уверенностью говорить, что в их очагах происходят элементарные подвижки по поверхностям уже существующих разломов со скоростями составляющими примерно 0,7–0,8 от скорости распространения продольной волны.

Волновое поле от очагов с квазиоднородным излучением имеет следующие свойства. Не всегда знаки первых вступлений удается разделить на квадранты, т.е. силовые модели этих очагов не соответствуют модели двойной пары сил. От некоторых землетрясений на всех сейсмических станциях наблюдаются низкочастотные волны разрежения малой амплитуды, затем на их фоне вступают более интенсивные высокочастотные колебания. Амплитудные розы P- и S-волн квазипараллельны и напоминают таковые от взрывов. Продольные волны от этих землетрясений более низкочастотны по сравнению со сколовыми источниками, из-за чего отношение периодов продольных и поперечных волн близко к единице. Скорости распространения разрывов более низкие и близки к скорости распространения поперечной волны. В очаге может возникать несколько разрывов, распространяющихся в разных направлениях. Численные значения отношений амплитуд продольных и поперечных волн соответствуют теоретическим значениям для расширяющихся дислокаций, что может говорить о возникновении первичных нарушений сплошности среды (рис. III.1.12).

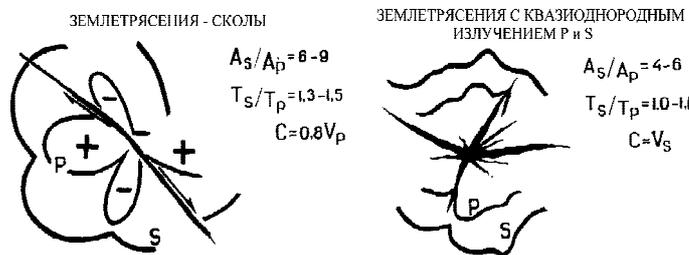


Рис. III.1.12. Два типа излучения сейсмических волн из очага землетрясения.

Диаграммы показывают амплитуду максимального смещения продольной (P) и поперечной (S) волны в очаге землетрясения. Знаком “+” помечена область, где первое движение в очаге было направлено от гипоцентра, знаком “-” – к гипоцентру. Верхняя диаграмма соответствует условиям правостороннего сдвига: стрелки указывают направление относительного смещения крыльев разлома, A_s/A_p – отношение максимальных амплитуд смещения в поперечной и продольной волнах, T_s/T_p – отношение периодов поперечной и продольной волн, C – скорость распространения разрыва в очаге землетрясения, V_p и V_s – скорость распространения продольных и поперечных волн

В пространственно-временном распределении очагов выделенных двух типов также наблюдаются существенные различия. Сколовые очаги линейно распределены вдоль известных разрывных структур или проявляются в виде единичных событий и рассеяны в пространстве. Землетрясения с квазиоднородным излучением продольных и поперечных волн имеют явную тенденцию к образованию густых скоплений в пространстве и во времени. Иногда можно наблюдать взаимодействие слабых землетрясений двух типов. Например, вдоль центральной части Таласо-Ферганского разлома в районе оз. Кара-Су была замечена следующая картина. Примерно 1–3 месяца слабые толчки (с KW8) концентрируются в локальном объеме в районе оз. Кара-Су, затем, одновременно с продолжающейся активностью этого участка, начинается миграция эпицентров землетрясений (KD8) вдоль Таласо-Ферганского разлома. После некоторого затишья, картина повторяется. В данном случае группирующиеся события можно назвать “землетрясениями-причинами”, а мигрирующие вдоль линии разлома – “землетрясениями-следствиями”. Однако в процессе сейсмической деятельности “причины” и “следствия” могут меняться ролями, как это было показано на примере трех сильных землетрясений вдоль Южно-Ферганской системы разломов.

Несмотря на принципиальное сходство излучения очагов сколового типа, следует все же остановиться на некоторых особенностях очагов для разных сейсмоактивных участков. Наиболее простыми свойствами обладают очаги, приуроченные к Таласо-Ферганскому разлому и северной ча-

сти горного обрамления Ферганской впадины. Их можно трактовать как единичные сколовые подвижки. Вдоль Таласо-Ферганского разлома (в его центральной части, где к нему подходит линия Николаева) в очагах происходят правосторонние сдвиги в вертикальной плоскости. Далее к югу ориентация подвижек самая различная.

Землетрясениям, приуроченным к Южно-Ферганской системе разломов, присущи некоторые специфические свойства. Начальные части записей этих землетрясений состоят чаще всего из двух волновых цугов. При этом оказалось, что в первом и втором цугах знаки вступлений могут совпадать, либо линии смены знаков для первого и второго цугов могут быть смещены. На амплитудной розе максимальных фаз наблюдается в два раза больше лепестков, чем для единичной подвижки. Возможно, что в их очагах происходят вторичные подвижки, но уже под некоторым углом к первым и тогда направления простираения лепестков амплитудных роз первой и второй подвижек будут смещены, что и приведет к вдвое большему количеству лепестков амплитудной розы. Периоды колебаний как продольных, так и поперечных волн от этих землетрясений в среднем на 0,1 сек больше, чем для землетрясений, происходящих в районе северо-восточного обрамления Ферганской впадины, т.е. сейсмические волны от этих очагов менее “жесткие”. На рисунке III.1.13 приведен пример одного из таких землетрясений. На рисунке отчетливо видны два волновых цуга в начальной части записи продольной волны. Нодальные линии для первого волнового цуга (сплошная линия) простираются в северо-западном и широтном направлениях. Для второго волнового цуга нельзя было снять знаки вступлений, но по форме лепестков (пунктирная линия) можно видеть, что линии смены знаков простираются примерно в тех же азимутах. Примерно одинаковые по величине лепестки второго волнового цуга и их положение относительно нодальной линии (они не прижаты к нодальной линии и составляют примерно 45° с ней) говорят о том, что скорость вторичной подвижки в очаге не превышала скорости распространения поперечной волны и была меньше, чем скорость подвижки, вызвавшей первый волновой цуг.

С целью выяснения вопроса о том, насколько выявленные характеристики излучения очагов слабых землетрясений справедливы для очагов сильных землетрясений, были рассмотрены изосейсты ощутимых землетрясений этого района за 1961–1977 гг. (всего 7 событий) [Кальметьева, 1989]. Как и ожидалось, сильно вытянутые изосейсты наблюдались от землетрясений Фергано-Чаткальского сейсмоактивного участка и Южно-Ферганской сейсмогенной зоны, т.е. от землетрясений, связанных с подвижками вдоль крупных разрывных структур. Круговые изосейсты наблюдались от землетрясений в пределах Северо-Ферганского и Ошского сейсмоактивных участков, где амплитудные розы слабых землетрясений также близки к круговым.

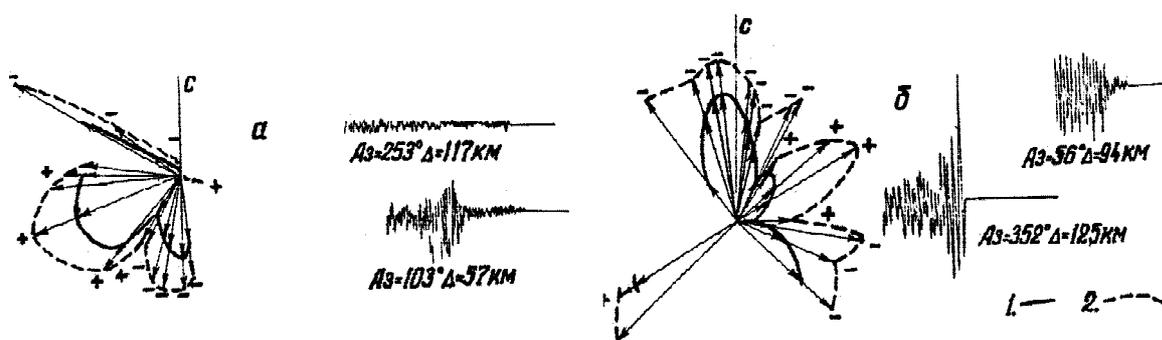


Рис. III.1.13. Амплитудные розы и начальные части записей продольной волны для землетрясений а – 8 октября 1966 г., $\varphi=41^\circ 50'$ и $\lambda=72^\circ 39'$, $N=13$, $K=7,7$; б – 22 октября 1966 г., $\varphi=40^\circ 21'$ и $\lambda=72^\circ 24'$, $N=13$ км, $K=9,9$. 1 – величина первого смещения в продольной волне; 2 – величина смещения в максимальной фазе продольной волны. Направление первого смещения в продольной волне, направленное к гипоцентру, отмечено знаком “-”, от гипоцентра – знаком “+”. Начальные части записей землетрясений приведены для тех пунктов регистрации, на которых первое вступление продольной волны было наибольшим, либо наименьшим. Δ – расстояние от эпицентра до пункта наблюдения, С – направление на север

Отдельно рассмотрим Исфара-Баткенское сильное землетрясение. Литературные данные о нем противоречивы. По К. Джанузакову и М. Абдылдаеву, 6-балльная изосейста вытянута в северо-западном направлении, а 5-балльная изосейста имеет форму бабочки – южная часть изосейсты представлена линией широтного простирания, а северная – двумя лепестками северо-западного и северо-восточного простирания. При этом ими было отмечено (устное сообщение), что усиление балльности в северо-восточном направлении, возможно, было связано с сильной обводненностью грунтов к северо-востоку от очага, из-за чего форма первой изосейсты была оставлена в “классической” эллипсоидной форме. По данным других авторов, картина иная. С.М. Касымов и его коллеги [1981] первую, 6-балльную изосейсту представили эллипсом северо-западного простирания, а следующую, 5-балльную – эллипсом северо-восточного простирания. 7- и 6-балльные изосейсты по их данным вытянуты в северо-западном направлении. Вместе с тем, при обследовании остаточных деформаций были обнаружены трещины в грунте с азимутом простирания 60° (кишлак Дагана) и 80° (кишлак Офтобруй) [Мирзобаев и др., 1981].

Таким образом, макросейсмические обследования выявили три направления излучения очага – северо-восточное, северо-западное и широтное. Решения механизма очага, полученные разными авторами по данным о знаках первых вступлений на сейсмограммах региональной сети, одинаковы – Т.А. Лопатина и А.М. Муралиев получили две равновероятные подвижки в северо-восточном и широтном направлениях, по Г.П. Шкляру, обе плоскости подвижек имеют северо-восточное направление. Все три решения не допускают первой подвижки в северо-западном направлении. По данным же наблюдений телесейсмическими станциями, решение механизма очага согласуется с подвижкой в северо-западном направлении.

Различие решений по данным наблюдений на малых и больших расстояниях может быть вызвано потерей первых вступлений на больших расстояниях из-за низкой чувствительности аппаратуры. Специальные исследования, проведенные в ИФЗ РАН, показали, что телесейсмическая сеть регистрирует первые вступления без потерь, только начиная с событий с MD7. Таким образом, в очагах как слабых, так и сильных землетрясений Южно-Ферганской системы глубинных разломов возможны двойные подвижки.

Здесь следует упомянуть также о характере записей некоторых землетрясений Кокшаальской зоны. Сейсмические станции Киргизстана расположены от них на расстояниях больше 200 км, т.е. в области регистрации в первых вступлениях головных волн. По этой причине часто встречающиеся записи с двойными цугами кажутся естественными. Однако по динамическим признакам первые волновые цуги не соответствуют характеристикам головных волн – амплитуды и периоды этих колебаний сопоставимы с таковыми во вторых цугах. Более того, иногда происходят сильные землетрясения с несколькими волновыми цугами – до четырех-пяти. Амплитуды волн от цуга к цугу нарастают. Эпицентры таких событий определяются с низкой точностью, о чем уже упоминалось. Иногда происходят сильные землетрясения с $K=13-16$, когда головных волн не наблюдается вовсе [Sabitova et al., 2001]. Упомянутые землетрясения, в частности, произошли на небольшом участке с координатами $\varphi = 39,5-40,5^\circ$ и $\lambda = 75-76^\circ$. Для более детальной характеристики Кокшаальских землетрясений данных сети наблюдений Киргизстана недостаточно.

Сейсмическая обстановка, предвещающая сильные землетрясения, вносит еще большее разнообразие в картину проявления сейсмичности. Для одних землетрясений наблюдается отчетливая (например, Сарыкамьшское землетрясение) или менее отчетливая (Жаланаш-Тюпское землетрясение) зона затишья по событиям с KD9, для других (Барскаунское землетрясение), напротив, происходит активизация событий с KD9 [Меджитова, Кригер, 1986]. Все эти землетрясения имеют ряд признаков, которые позволяют разделить их на две группы. Одни из них сопровождаются незначительным количеством афтершоков, характеристики излучения их очагов хорошо согласуются со сдвиговой моделью очага, скорость вспарывания разрывов в их очагах (около 4,5 км/с) превышает скорость распространения поперечных волн. Такие землетрясения, как правило, приурочены к разломам. К ним можно отнести Исфара-Баткенское, Жаланаш-Тюпское, Барскаунское землетрясения. Ко второй группе относятся землетрясения с очень большим количеством афтершоков.

Например, Сарыкамышское землетрясение, которое сопровождали около тысячи афтершоков (примерно того же энергетического класса Жаланаш-Тюпское землетрясение сопровождалось всего сотней афтершоков). Для такого землетрясения бывает трудно получить точное решение механизма очага в рамках модели двойного диполя, скорость распространения разрывов в их очагах не превышает скорости распространения поперечной волны. Приуроченность таких землетрясений к картируемым разломам не всегда очевидна.

Общим для всех землетрясений с афтершоковыми последовательностями является то, что за несколько лет происходит изменение в пространственном распределении слабых ($KW8$) землетрясений. Эпицентры последних занимают лишь некоторую часть рассматриваемого района, разделяя его на сейсмоактивный и асейсмичный участки и, тем самым, как бы маркируя местоположение будущего сильного землетрясения. Основной толчок сильного землетрясения располагается вблизи линии раздела этих участков, и одна из нодальных плоскостей механизма его очага простирается вдоль нее. Землетрясения без афтершоков таким явлением не сопровождаются [Меджитова, Кригер, 1986]. Для Тянь-Шаня сильные землетрясения без афтершоков – довольно редкое явление. Наиболее сильное из них Кемино-Чуйское 1938 г. Скорее всего они представляют собой “чистые” подвижки по разлому в результате изменения напряженного состояния среды в окрестности разлома. По-видимому, в силу особенностей тектоники Тянь-Шаня, здесь происходит мало таких землетрясений. Для сравнения отметим, что в зоне трансформного разлома в Калифорнии они часты. Модель именно таких событий является основой прогнозных исследований в США на Паркфилдском полигоне. Они не сопровождаются афтершоками, и отмечается почти полное отсутствие предвестников [California..., 1979]. Для территории же Тянь-Шаня Л.М. Морева [1982] отмечала, что афтершоковыми последовательностями не сопровождались те землетрясения с $K=13-14$, которые не предварялись затишьями.

Концентрация слабых землетрясений перед сильным, по-видимому, сопровождается изменениями физико-механических параметров среды, регистрируемых в различных полях и интерпретируемых как предвестниковые. Сильное же землетрясение по существу является лишь фрагментом этого процесса, фазой наиболее мощного выделения энергии. При таком взгляде становится ясной природа ложных предвестников. В силу структурных особенностей среды или отсутствия какого-либо из условий для протекания процесса в полном объеме он может не проходить через фазу максимального выделения энергии, т.е. сейсмическая активизация будет протекать без основного, сильного толчка.

Рассмотрим теперь результаты изучения пространственно-временного распределения поля напряжений Тянь-Шаня [Кальметьева и др., 2002б]. Выше говорилось, что пространственное распределение механизмов очагов землетрясений демонстрирует мозаику деформаций разного типа. Однако, преимущество близгоризонтальной компоненты сжатия, ориентированной примерно в направлении юг-север, очевидно. Поэтому для временного анализа напряженного состояния земной коры Тянь-Шаня можно рассматривать угол падения оси сжатия. Изменение его будет приводить к изменению типа деформации от надвигового (при горизонтальном положении оси сжатия) до сбросового (вертикальное положение оси сжатия). На рисунке III.1.14с представлен временной ход величины угла наклона оси сжатия $\text{Plug } P$, измеренного в градусах от горизонта. Нулевые значения $\text{Plug } P$ соответствуют максимуму горизонтального сжатия, а $\text{Plug } P=90^\circ$ – минимуму. Так как землетрясения происходят неравномерно во времени, то каталог был предварительно преобразован так, чтобы 10-дневному интервалу времени соответствовало одно значение. Когда за 10 дней происходило много событий, вычислялось среднеарифметическое значение $\text{Plug } P$. Если же за 10 дней не происходило землетрясений вообще, то этой десятидневке приписывалось значение предыдущей десятидневки. На верхней части рисунка III.1.14 отмечены моменты возникновения сильных землетрясений с $K>13$ ($M>5$). Для этого ряда была построена периодограмма (программа “Мезозавр”). Максимумы периодограммы (III.1.14b) указывают на то, что в исследуемом ряду присутствуют периодические колебания значений этого ряда с периодами: 15, 6, 2–3, 1,5 и 0,5 года. Наиболее отчетливо на рисунке прослеживаются 6-летние периоды (при построении периодограммы 6-лет-

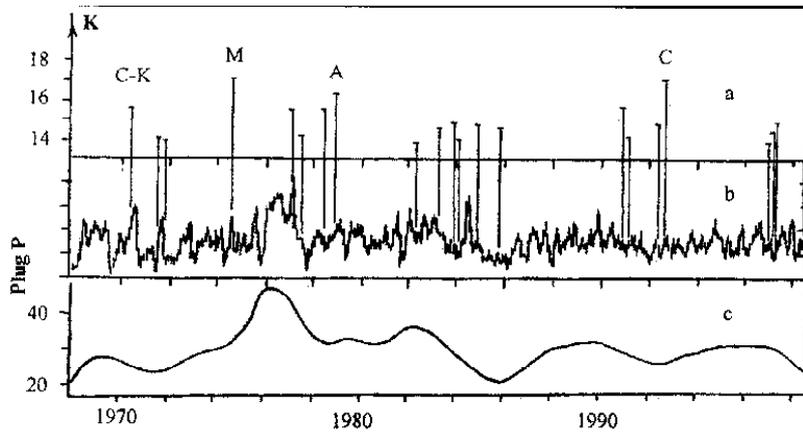


Рис. III.1.14. Временной ход значений угла падения оси сжатия относительно горизонтальной плоскости
Пояснения в тексте

ние периоды также имели максимальное значение среди коэффициентов разложения в ряд) как в исходном, так и в профильтрованном ряду. В профильтрованном ряду (III.1.14c) видны также колебания с 15-летним периодом, которые в свою очередь, по-видимому, наложены на еще более длинные периоды. Рассматриваемый ряд представлен в основном событиями с $K=10-12$ ($M=3,3-4,5$), поскольку более сильных землетрясений с $KD13$ ($MD5$) происходит намного меньше.

Правомочно ли судить о напряженном состоянии Тянь-Шаня по землетрясениям средней силы? Можно ли привлечь какие-либо другие, независимые данные, связанные с напряженным состоянием среды? С изменениями напряженного состояния среды обычно связывают предвестниковые явления, в частности, изменение состава термо-минеральных вод. Согласно моделям подготовки землетрясений (ЛНТ и ДД) гидрогеохимические и гидрогеодинамические аномалии проявляются на второй стадии, когда в сейсмогенном объеме происходит лавинное трещинообразование, которое сопровождается процессами дилатансии и диффузии воды, приводящими к изменению порового давления и фильтрационных свойств водоносных и водопроводящих горизонтов. Сопоставление временных рядов состава трех месторождений термо-минеральных вод с временными рядами значений угла наклона оси сжатия показало синхронное изменение поведения этих рядов. С одной стороны, это служит косвенным подтверждением правомочности использования информации о землетрясениях средней силы для мониторинга напряженного состояния среды. Но, с другой стороны, синхронные изменения напряженного состояния наблюдались практически на всей территории Киргизского Тянь-Шаня. В пределах Иссыккульской впадины и ее горного обрамления амплитуды вариаций не так значительны, а для юго-западной части Тянь-Шаня наблюдается незначительный тренд значений ряда, т.е. вместе с периодическими изменениями угла наклона оси сжатия наблюдается постепенное увеличение значений ряда, что говорит об общем снижении горизонтального сжатия на протяжении длительного отрезка времени). Таким образом, изменения напряженного состояния среды захватывают большие объемы среды, превышающие очаговые зоны отдельных землетрясений, т.е. не связаны с подготовкой отдельного пусть даже сильного землетрясения.

Из рисунка III.1.14 следует, что сильные землетрясения, в основном происходят в те интервалы времени, когда начинают расти близгоризонтальные сжимающие напряжения. Это, например, 1976–1977, 1982–1985, 1990–1992, 1996–1998 гг. Такая картина хорошо согласуется с представлениями о причинах возникновения землетрясений на Тянь-Шане. Однако есть также землетрясения, которые произошли на фоне общего спада горизонтальных сжимающих усилий. На этом же рисунке они отмечены начальными буквами наименования этих событий. Это – Сарыкамышское (С-К)

1970 г., Маркансуйское (М) 1974 г., Алайское (А) 1978 г., Сусамырское (С) 1992 г. землетрясения. Все они сопровождались непомерно большим количеством афтершоков (в сейсмологии такое явление называют “взрывом афтершоков”). Более того, записи вертикальных компонент некоторых афтершоков Сусамырского и Сарыкамышского землетрясений имели особенный вид. Обычная высокочастотная запись землетрясения была наложена на волну низкой частоты. Для Сусамырского землетрясения период этого колебания равен 28 сек, для Сарыкамышского – 15 сек. Интересно, что независимо от энергетического класса афтершока и амплитуды этой волны, ее период сохранялся. Обычно считается, что такое явление наблюдается только на записях, полученных вблизи очага, во всяком случае, на расстояниях примерно до 100 км. Для Сарыкамышского землетрясения такие записи наблюдались на расстояниях до 300 км. Такие записи могли возникнуть, если бы одна и та же область время от времени испытывала действие строго вертикального импульса (на горизонтальных составляющих прибора этого колебания не видно совсем). Для Жаланаш-Тюпского землетрясения такого явления не наблюдалось.

Конечно же, эти отдельные примеры не могут рассматриваться как утверждение общей картины. Они, скорее, позволяют сформулировать задачу дальнейших исследований, которая состоит в следующем. Поле напряжений Тянь-Шаня имеет две составляющие. Одна составляющая определяется процессами, протекающими непосредственно в глубинных слоях Тянь-Шаня (земной коре и верхней мантии, по крайней мере, до глубин примерно 200 км). Индикаторами протекания этих процессов служат группирующиеся очаги слабых землетрясений или тренд временных рядов. Другая компонента поля напряжений имеет колебательный характер со значениями периодов (6, 15 и более лет), присущими многим природным явлениям. Эти волнообразные колебания поля напряжений играют роль “утруски” при высвобождении накапливающихся в короткие отрезки времени напряжений во внутренних слоях Земли. В зависимости от характера (а возможно и масштабно-сти) процессов будут накапливаться деформации, создающие на различных участках территории напряжения горизонтального сжатия или вертикального давления, которые и будут высвобождаться в разные фазы периодических колебаний поля напряжений. При прохождении волны разрежения высвобождаются вертикальные напряжения, создаваемые глубинными процессами, возможно связанные с увеличением объема или подъемом глубинного вещества. При прохождении волны сжатия происходят смещения вдоль существующих разломов, а также их новообразование. По этой причине прослеживается явная приуроченность таких землетрясений к зонам каких-либо разломов и они сопровождаются небольшим количеством афтершоков. Возникновение механического разрушения (землетрясения) на кровле именно электропроводящего слоя возможно связано с проявлением магнитоотрицательного эффекта, вызываемого электромагнитными явлениями.

Для подтверждения (или опровержения) такой картины необходимо сравнительное изучение записей сильных землетрясений (включая время подготовки последних и период афтершоковой деятельности), происходящих в периоды усиления и ослабления горизонтальных сжимающих усилий. Анализ записей землетрясений должен быть направлен на исследование характера процессов в очагах. Наибольший интерес представляют записи, по каким-то признакам не согласующиеся с моделью двойной пары сил, так как именно они являются индикаторами процессов, создающих деформации. Элементарные подвижки по существующим дизъюнктивным поверхностям, по-видимому, являются индикаторами высвобождения этих напряжений.

III.2. СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В анализе современной геодинамики кроме сейсмичности и геофизических полей, характеризующих современное состояние земных недр, особое значение имеют геологические свидетельства современных эндогенных процессов. Эта особенность заключается прежде всего в том, что веще-

ственно-структурные геологические комплексы или формации, которые более или менее успешно дифференцируются по их возрасту, позволяют учитывать временную координату геодинамических условий, эволюционную характеристику геологических формаций, а через них более полно представлять сам процесс тектонических деформаций. Геологические свидетельства напряженного состояния литосферы на разных ее глубинных уровнях, свидетельства движений и деформаций слоев земной коры и ее дневной поверхности, как известно, проявляются в разных формах, прямо или опосредованно. Это – изгибные (или складчатые) и разрывные деформации разных рангов и типов, а также соответствующие вариации распространения, состава и соотношения разновозрастных слоев горных пород и коррелятивных им форм рельефа, которые как в своей совокупности, так и раздельно могут быть квалифицированы как остаточные деформации.

Проявления перечисленных видов современных деформаций земной коры Центрально-Азиатского региона описаны в многочисленных публикациях большого числа исследователей его новейшей тектоники, прежде всего в связи с проблемами сейсмичности, сейсмоструктоники и сейсмического районирования, с проблемами инженерной геологии. В задачу данной главы не входит обобщение всех известных материалов по рассматриваемому вопросу. В качестве достаточно представительного примера мы остановимся на выборочной характеристике только разрывных нарушений, на которых традиционно (и не только в рассматриваемой области, а повсеместно, в том числе даже на платформенных территориях) сосредоточено основное, чаще всего исключительное, внимание исследователей.

Действительно, по ряду причин разрывы являют собой более яркий, достаточно понятный и удобный для различного рода наблюдений и измерений класс структурных элементов – индикаторов современных тектонических движений и деформаций земной коры. Особенно если они рассматриваются, как в данном случае, в непосредственной генетической связи с сейсмичностью.

Заметим при этом, что мы не абсолютизируем роль разрывных дислокаций, не рассматриваем их в качестве независимых (тем более исключительных) элементов структуры и не отрываем их от складчатых форм, с которыми они составляют непрерывное целое. Мы разделяем заключение Г. Штилле, высказанное им в 1910 г. на 11-й сессии Международного геологического конгресса в Стокгольме: “В обилии разломов [в Германском послевариссийском среднегорье – *авт.*] следует видеть не основное, а лишь побочное явление складчатости”. Приведем еще одну принципиального значения цитату из “Тектоники Азии” Э. Аргана, представленной на следующей сессии МГК в Брюсселе (1922): “...попробуйте воспроизвести все эти объекты [складчатые изгибы и разрывы земной коры – *авт.*] в их действительных пропорциях, без преувеличения их вертикального масштаба, и вы увидите, что перемещение вдоль самого большого сброса падает до уровня незначительных подробностей в огромных, широко изогнутых структурах” [Арган, 1935, с. 10].

Позже эти выводы были подтверждены значительно более детальными исследованиями Тянь-Шаня и смежных областей Центральной Азии [Шульц, 1948; Петрушевский, 1955]. Хотя, повторим, мнения о первопричинности, о генетическом соотношении и роли изгибных и разрывных деформаций древнего складчатого основания в новейшем горообразовании были и остаются довольно различными.

Рассмотренная выше сейсмичность генетически связывается прежде всего с образованием разрывов в геологических формациях и смещениями по ним. Как показывают та же сейсмичность, геологические структуры, результаты геофизических зондирований литосферы, геофизические и газогидродинамические и газогидрогеохимические поля, современные разрывы характеризуются разной морфологией и кинематикой, имеют разные масштабы и неравномерно распространены на разных глубинных уровнях литосферы.

Под **активными разломами** нами понимаются разломы, подвижки по которым происходили в течение позднего плейстоцена и голоцена, хотя их образование и движения по ним могут относиться и к более ранним временам [Трифонов, 1985 и др.; Никонов, 1995; Nikonov, 1995].

Материалы по активным разломам Центральной Азии обобщены на специальных картах таких разломов, составленных сначала для территории СССР со смежными областями [Карта...,

1987], а затем для Северной Евразии [Карта..., 1995] и Евразии [Trifonov, 1996, 2002; Трифонов и др., 2002]. В этих сводках рассматриваемую область, кроме авторов данной главы, представляли также А.А. Никонов, С.Ф. Скобелев, А.В. Тимуш, В.Г. Трифонов, П. Хосбаяр, А.Р. Ярмухамедов. Учтены также опубликованные данные многих других исследователей, в частности сводки по активным разломам Китая [Ding Guoyou, 1984, 1986, 1989]. В монографии В.Г. Трифонова с соавторами [2002] приведены карты и каталог активных разломов этой области. Мы не даем последовательного и систематического описания пространственного положения всех выявленных здесь активных разломов, ограничиваясь картографическими иллюстрациями образуемых ими структурных рисунков (рис. III.2.1) и ссылками на ранее опубликованные данные и указанный выше каталог. В дополнение к сведениям, приведенным в этих публикациях и предшествующих разделах, рассмотрим лишь общие закономерности их развития и причины, порождающие эти закономерности, а также ряд примеров проявления активных разломов Тянь-Шаня и методов их изучения.

Сначала рассмотрим некоторые общие и региональные особенности современных разломов Центральной Азии. Прежде всего отметим достаточно известное и естественное положение о том, что они органически связаны с неотектонической структурой земной коры и геодинамическими условиями ее развития. Активные разломы, как и новейшие разломы в целом, занимают вполне

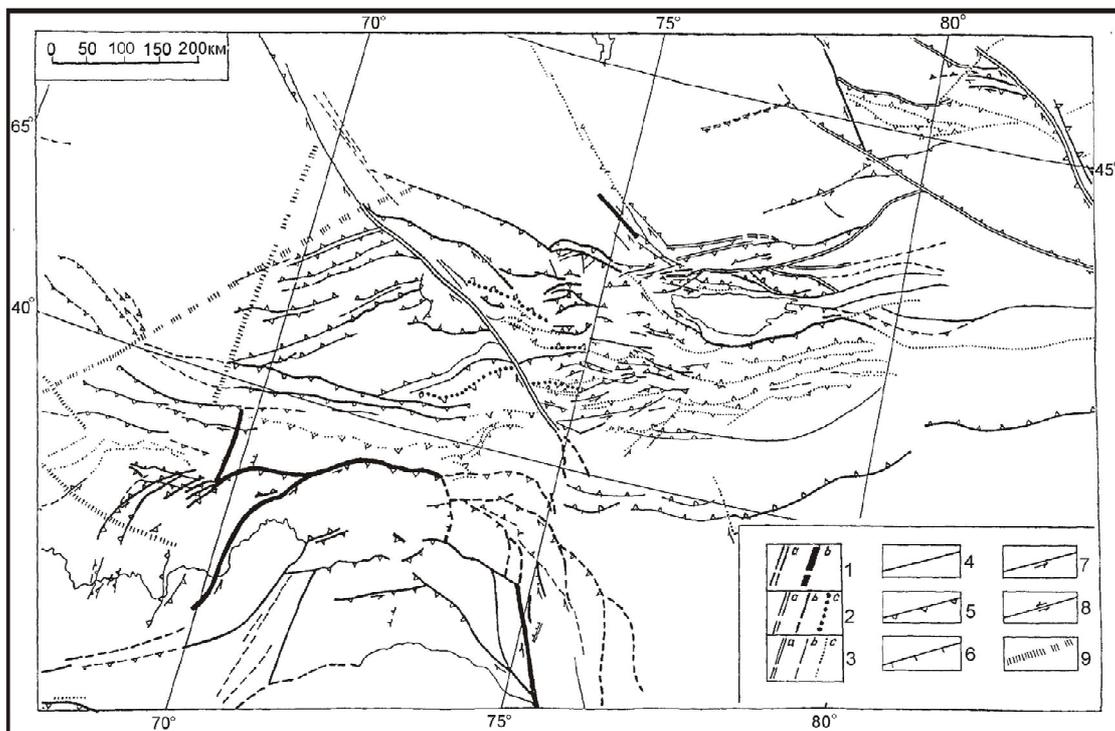


Рис. III.2.1. Карта активных (позднеплейстоцен-голоценовых) разломов Памиро-Тяньшанской области.

Составили К.Е.Абдрахматов, В.И.Макаров, А.А.Никонов, С.Ф.Скобелев, А.В.Тимуш, В.Г.Трифонов, А.Р.Ярмухамедов с участием В.С.Войтовича, Н.В.Лукиной, А.Л.Строма. Редакторы: В.И.Макаров, В.Г.Трифонов

1–8 – активные разломы: 1–3 – разделенные по скорости смещений (1 – более 5 мм/год, 2 – от 1 до 5 мм/год, 3 – менее 1 мм/год) и по времени последних проявлений активности (*a* – исторические, *b* – голоценовые и позднеплейстоценовые, *c* – среднеплейстоценовые); 4 – с неустановленным направлением смещений; 5 – надвиги и взбросы; 6 – сбросы; 7, 8 – сдвиги; 9 – флексурно-разрывные зоны скрытых глубинных нарушений

закономерное место в парагенезе описанных выше структур субмеридионального сжатия земной коры. При этом отметим, что в ходе развития этих структур на протяжении около 30 млн. лет происходила более или менее значительная их эволюция, и современные, активные их элементы не обязательно и не повсеместно наследуют неогеновые и даже четвертичные структурные формы. Они отражают геодинамические условия и кинематическую картину, сложившиеся в процессе, в основном, эоплейстоценовой и среднеплейстоценовой фаз активизации тектонических движений.

Крупнейшая зона активных разломов образует выпуклую на север дугу по фронту Памирской системы поднятий, которая в самом общем виде оконтуривает Пенджабско-Памирский синтаксис [Трифонов, 1983, 1999]. Главными разломами на западе и севере этой дуги является Дарваз-Каракульская зона нарушений, изгибающаяся от почти меридионального направления на западном фланге, в Дарвазе, до почти широтного в “апикальной” части дуги, на севере, у подножья Заалайского хребта. На северо-восточном фланге дуги ее представляют разломы Памиро-Каракорумской зоны юго-восточного простирания.

В Дарвазе, т.е. на отрезках меридионального и северо-восточного простирания Дарваз-Алайской зоны, выявлены позднечетвертичные и голоценовые *левосдвиговые* смещения с резко подчиненной вертикальной компонентой [Кучай, Трифонов, 1977; Кучай, 1983; Никонов и др., 1983; Трифонов, 1983, 1999; Трифонов и др., 1997, 2003; Тевелев, 2002]. Средняя скорость сдвига за последние сотни тысяч лет определена в 3–7 мм/год. На северо-восточном отрезке Дарвазского разлома она достигает 10–15 мм/год, близкими величинами характеризуется сдвиг и в южной части этого разлома, а также по расположенному южнее Чаманскому разлому [Трифонов, 1983, 1999]. На границе с Алайской межгорной впадиной выявлены крупные взбросо-надвиговые смещения, продолжающиеся и в голоцене. Средняя скорость субмеридионального сближения горных систем Памира и Южного Тянь-Шаня по этой зоне разломов за последние сотни тысяч лет оценивается величиной, заведомо превышающей 2 мм/год [Никонов и др., 1983].

Вдоль Ташкурганской ветви Памиро-Каракорумской зоны разломов установлены *правосдвиговые* смещения позднеплейстоценовой морены на 130 м, что дает осредненную скорость сдвига не менее 7 мм/год. По Карасуйской же ветви Памиро-Каракорумской зоны разломов скорость правостороннего же сдвига составляет не менее 1 мм/год.

Все геологические данные, включая кинематику смещений по разломам рассматриваемой дуги, определенно указывают на северный (точнее ССЗ-ный, 320°, по В.К.Кучаю [1983]) дрейф Памирской системы поднятий относительно Тянь-Шаня. С этим движением согласуются данные о современном укорочении Памира, выраженном, с одной стороны, в виде надвигов и взбросов субширотного и северо-восточного направлений, сопровождающихся иногда левосдвиговой компонентой движений, и, с другой стороны, более редких (скорее всего из-за слабой изученности) правых сдвигов СЗ-ной ориентировки и еще более редких, но выразительных субмеридиональных сбросов.

Активные разрывы, секущие отложения мезозой-кайнозойского комплекса Таджикской депрессии (включая четвертичные), развиваются в полном соответствии со структурами западного фланга Памирских дуг. Это простирающиеся также в ЮЗ–СВ-ном направлении взбросо-надвиговые нарушения с левосдвиговой компонентой смещений. В северной части они изгибаются до субширотного направления, сливаясь на границе с Гиссаро-Алайской системой Южного Тянь-Шаня в единую взбросо-надвиговую (точнее, поддвиговую) зону активных разрывов с правосдвиговой компонентой, которая называется иногда линией Клебельсберга. В целом вся эта система активных разрывов Таджикской межгорной депрессии образует характерный рисунок типа “конского хвоста” и со всей очевидностью свидетельствует о своей принадлежности Памирскому тектоническому полю, полю динамического воздействия собственно Памира на сопряженные территории. В этом отношении весьма выразительна система поднятий и внутригорных впадин Юго-Западного Гиссара с серией активных разломов, которая несогласна относительно широтных структур Южного Тянь-Шаня и согласуется с основными формами структур покрова Таджикской депрессии.

Приведем также локальный, но весьма показательный пример молодой перестройки неотектонической структуры в краевой зоне Южного Тянь-Шаня, развивающейся в непосредственной близости от собственно Памирских дуг. Речь идет о массиве Каратегинского хребта, сложенного в основном палеозойскими гранитоидами. Сначала он деформировался в едином плане со смежными поднятиями Гиссаро-Алайской системы с преимущественным развитием широтных зон поднятий и внутригорных впадин и сопряженных с ними разломов. В плейстоцен-голоценовое время эти зоны частично (в восточной части) были погребены под надвигами и покровами Вахшского и Илякского хребтов депрессии (см. рис. I.2.8), а еще восточнее под структурами самого Памира (см. рис. I.2.9).

При этом произошла, по крайней мере на отдельных участках, своеобразная ломка широтных зон, переработка их деформациями другого плана – складками основания и сопряженными с ними разрывами северо-восточного простирания, соответствующими памирскому полю неотектонических деформаций. Одной из таких новообразованных зон и является поднятие Каратегинского хребта, сопряженное с Кафирниганской и Илякской тектоническими долинами того же, *памирского*, простирания (см. рис. I.2.9). Это подтверждается единством поля сейсмоструктурных деформаций этой части Памиро-Тяньшанского сближения, восстановленное О.В. Соболевой для разных глубин земной коры [Трифонов и др., 2002]. Такая перестройка с развитием новообразованных деформаций земной коры, резко несогласных относительно предшествующих структур, создает благоприятные условия для накопления дополнительных напряжений в геологической среде. И это подтверждается повышенным уровнем сейсмичности в данном районе.

Взбросо-надвиговые и покровные формы позднеплейстоцен-голоценового возраста, сопровождаемые сдвиговыми смещениями вдоль них, широко развиты в этом районе. Они описаны А.А. Никоновым [1978, 1981], В.К. Кучаев [1981а, б], В.Г. Трифоновым [1983] и рядом других исследователей и свидетельствуют о высокой интенсивности этих структурных преобразований. Есть основания предполагать, что эти наиболее молодые деформации Южного Тянь-Шаня в зоне Каратегина охватывают лишь самую верхнюю зону земной коры, толщиной до 5 км, а ниже предполагаются тектонические срывы и разупрочнение среды с возможным частичным ее плавлением [Makarov et al., 1984].

Аналогичные перестройки, проявляющие в рисунке активных разрывов динамическое воздействие Памирского фронта индентора Индостана на земную кору Тянь-Шаня, как было показано выше, охватывают значительно более обширные пространства последнего (см. рис. I.2.11).

Раздавливание земной коры Тянь-Шаня, ее сокращение в субмеридиональном сечении и широтное удлинение проявляются также сдвиговыми смещениями по субширотным разрывам преобладающего взбросо-надвигового типа на достаточном большом удалении от Памирской дуги. В зоне Южно-Гиссарского разлома и на востоке Зеравшанского разлома (Южный Тянь-Шань северо-западнее Памира) установлена *правосдвиговая* компонента смещений. Такого же направления сдвиг отмечен еще севернее – в предгорьях Кичик-Алая.

Восточнее Таласо-Ферганского разлома для многих активных разрывов продольного типа (субширотного и восток-северо-восточного простираний) установлена, либо проявлена косвенными структурными свидетельствами *левосдвиговая* компонента молодых смещений [Макаров, 1977; Абдрахматов, 1995]. Это, например, Южно-Атбашинский разлом, Ойнакджарский разлом на северо-западной границе Атбашинской впадины, Южно-Нуратинский разлом на севере Средне-Нарынской впадины, Восточно-Кунгейский разлом на северной границе Иссыккульской впадины. При этом в ряде мест направленность сдвиговых смещений по продольным разрывам может быть и иной. Так, например, правые сдвиги со скоростями до 5–6 мм/год отмечены в северном обрамлении Сусамырской впадины и по Каракульскому разлому на востоке той же впадины.

Большая часть позднеплейстоцен-голоценовых разломов, установленных в пределах Тянь-Шаня, развивается преимущественно в зонах сопряжения поднятий и впадин общетяньшанского простирания, которые, как уже неоднократно подчеркивалось, являются формами изгибных де-

формаций древнего складчатого основания и определяются в качестве складок основания, складок большого радиуса кривизны или мегаскладок (мегантиклиналей и мегасинклиналей). При этом голоценовые разрывы локализованы, как правило, в крутых крыльях обычно асимметричных складок. И в этом отношении они повторяют позицию более древних, неогеновых и четвертичных разрывов, хотя не всегда их наследуют.

Амплитуды и скорости смещений по взбросам и надвигам Тянь-Шаня в позднем плейстоцене и голоцене не изучены с необходимой полнотой. Известные разрозненные наблюдения по Северному и Центральному Тянь-Шаню обобщены И.С. Садыбакасовым [1972], В.И. Макаровым [1977], А.К. Курскеевым с А.В. Тимушем [1987] и К.Е. Абдрахматовым [1995], по Западному Тянь-Шаню – Р.Н. Ибрагимовым [1976, 1980], Б.Б. Ситдиковым [1985] и А.Р. Ярмухамедовым [1995], по Юго-Западному Тянь-Шаню и Памиру – И.Е. Губиным [1960], О.К. Чедией [1972], А.М. Бабаевым [1975], А.А. Никоновым с соавторами [1983], а в более широком региональном плане – П. Молнером и П. Таппоннье [Molnar, Tapponnier, 1975], О.К. Чедией [1986], В.К. Кучаем [1981, 1983], И.С. Садыбакасовым [1990], В.Г. Трифоновым [1983, 1999; Трифонов и др., 2002].

Морфологически проявленная вертикальная компонента современных смещений обычно составляет несколько метров, достигая 10–15 м и в отдельных случаях более значительно величин (например, по южному краю Чуйской впадины – 20–30 м, по южному краю Кочкорской впадины – 2665 м). Горизонтальная компонента также достигает нескольких десятков метров. Отмеченные вариации этих амплитуд между разными разрывами и вдоль их простираций зависят не только от позиции этих разломов в общей структуре и наклона их сместителей, но и от продолжительности подвижек. Например, как уже отмечалось выше, вертикальное смещение молодым разломом позднеголоценовых террас р. Кажырты в Нарынской впадине составляет 1,2 м, раннеголоценовых – 2–4 м, первой и второй позднеплейстоценовых террас – от 6 до 12 м. Средняя скорость современных горизонтальных смещений по отдельным взбросам и надвигам Тянь-Шаня оценивается первыми миллиметрами в год.

Эти геологические оценки в общем подтверждаются результатами повторных геодезических измерений, полученными ранее на ряде полигонов наземными средствами и, начиная с 1992 г., на всей территории Тянь-Шаня методами спутниковой геодезии (GPS). Так, например, горизонтальная составляющая скорости направленных на север взбросо-надвиговых смещений на северном склоне Заилийского Алатау в р-не гор. Алма-Ата за период с 1972 по 1987 гг. по данным наземных измерений достигала 7 мм/год. Скорость укорочения базисной линии между пунктами Чолпоната (в северном обрамлении Иссыккульской впадины) и Азок (расположенном у р. Или севернее гор. Алма-Ата) по результатам GPS-измерений за 1992–1994 гг. оказалась такой же [Reilinger, 1994]. Необходимо при этом учесть, что полученные значения включают сумму перемещений по нескольким разрывным нарушениям, попадающим в то или иное сечение Тянь-Шаня, а также изгибные деформации коры. Полная картина инструментальных измерений современных движений земной коры Тянь-Шаня рассмотрена в следующих главах.

В парагенез молодых структурных форм Тянь-Шаня входят и разрывы сдвигового типа, в большинстве своем ориентированные диагонально относительно продольных зон поднятий и впадин и горного сооружения в целом. Крупнейшим из таких разрывов остается Таласо-Ферганский разлом. В голоцене скорость правосторонних сдвиговых смещений по нему остается неравномерной: она составляет около 5 мм/год на юго-восточном участке, секущем цепи Южного Тянь-Шаня, возрастает до 7 мм/год в районе долины р. Пычан, т.е. на юге Срединного, в значительной мере депрессионного, Тянь-Шаня, достигает 15 мм/год еще далее на северо-запад, в районе Токтогульского водохранилища и верховий р. Чаткал [Трифонов и др., 1990; Trifonov et al., 1992]. Таким образом, скорости голоценовых смещений по простирацию Таласо-Ферганского разлома изменяются сходно с изменениями суммарных смещений за последний миллион лет, а в пределах Южно-Тяньшаньской системы они близки к скоростям смещений по краевым разломам Памирской дуги.

Сравнительно еще мало изученная территория Восточного Тянь-Шаня, судя по работам китайских и ряда зарубежных специалистов, результаты которых опубликованы в течение последних двух десятилетий [Geological..., 1985; Ding Guoyou, 1984, 1986, 1989, 1996; Ding Guoyou, Lu Yanchou, 1988; Feng Xianyue, 1987, 1996; Avouac et al., 1993; International..., 1993; Zhang et al., 1993], в целом характеризуется сходными параметрами современных тектонических деформаций, в том числе разрывных нарушений. По свидетельству В.Г. Трифонова [1999], обобщившего эти результаты, субмеридиональное сокращение Восточного Тянь-Шаня по активным разломам его южного фронта происходит со скоростью 7–11 мм/год, на северном фронте скорости составляют 1–3 мм/год. Оценивая общую скорость современного сокращения всего Тянь-Шаня в сечении через район Манаса, Ж.П. Авуак с соавторами [Avouac et al., 1993] дали достаточно близкую величину (6 ± 3 мм/год).

Интенсивность проявления деформаций убывает в восточном направлении, одновременно с уменьшением ширины горного пояса. На востоке Китайского Тянь-Шаня скорость субмеридионального сокращения снижается до 1,6–2 мм/год. С самым дальним звеном этого пояса (системой субширотных поднятий и относительных прогибаний Заалтайской Гоби, значительная часть которой расположена уже на территории Монголии), также связана серия активных разрывных нарушений палеозойского основания [Хилько и др., 1978; Макаров, Трифонов]. В большинстве своем, как во всех более западных сегментах Тянь-Шаня, они локализованы в зонах сопряжения поднятий и впадин субширотного или СЗ–ЮВ-ного простирания, простираются вдоль них и определяются как взбросо-сдвиги с *левосторонним* направлением сдвиговых смещений. При этом, как и в Монгольском Алтае, позднеплейстоцен-голоценовые взбросовые смещения по продольным разломам значительно уступают сдвиговым, и скорость укорочения не превышает первых миллиметров в год, при сдвиговых смещениях до 3–6 мм/год [Макаров, Трифонов, 1988; Трифонов, 1999].

Таким образом, на всем грандиозном пространстве Центрального и Восточного Тянь-Шаня кинематика разрывных смещений в позднем плейстоцене и голоцене, в общем, остается достаточно устойчивой. При этом, по свидетельству китайских коллег [Ding Guoyou, 1984, 1986, 1989], в зоне сопряжения Тянь-Шаня с Таримским массивом роль сдвиговой составляющей с течением времени увеличивалась и в позднем плейстоцене стала доминирующей.

Теперь в качестве примера приведем результаты специального детального изучения скоростных характеристик восьми активных разломов, расположенных в меридиональной полосе Северного и Центрального Тянь-Шаня, секущей Чуйскую предгорную, Кочкорскую, Нарынскую и Западно-Аксайскую межгорные впадины*. Эти хорошо проявленные разломы достаточно представительны характеризуют разрывную компоненту сокращения земной коры Тянь-Шаня за интервал времени около 100 000 лет.

Реконструкция положения и геометрии поверхностей сместителей разломов в скрытой от прямого наблюдения части разреза и расчеты амплитуд и скоростей смещений по ним выполнены на основе методологии и технологий количественной оценки складчатости слоистых геологических формаций, обусловленной смещениями по разломам [Suppe, 1983; Suppe, Medwedeff, 1990; Medwedeff, Suppe, 1997], которая более обстоятельно рассмотрена в статьях К.Е. Абдрахматова с соавторами [2001а, б; Thompson et al., 2002]. Для достижения максимально возможной точности решения указанной задачи на ряде активных разломов было проведено профилирование поверхностей речных террас и тектонических (разрывных) уступов с помощью лазерного теодолита (общая станция) и пары приемников GPS для фиксации положения опорных геологических реперов. На террасах, покрытых лессовыми или коллювиальными отложениями различной мощности, в качестве таковых рассматривался контакт между речными галечниками и перекрывающими их мелкозернистыми отложениями (покровными суглинками, алевритами).

* В этой работе и подготовке соответствующей части главы принимал участие Стивен Томсон (Отдел наук о Земле и Космосе Вашингтонского университета, Сиэтл, Вашингтон, США).

Чуйская впадина

Иссыкатынский разлом

Под Иссыкатынским разломом понимается структурная линия, разделяющая низкие предгорья Киргизского хребта и равнинную часть Чуйской впадины. Он протягивается от долины р. Аксу на западе, где под крутым углом сочленяется с Чонкурчакским разломом, до восточного замыкания Чуйской впадины, исчезая под аллювиальными накоплениями р. Чу. Общая длина разлома составляет более 150 км.

Долина р. Аламедин. В пределах низких предгорий река Аламедин вскрывает протяженный разрез деформированных неогеновых отложений, моноклиально падающих на юг под углом $34 \pm 2^\circ$. Здесь же развит комплекс деформированных четвертичных террас (рис. III.2.2, вклейка и III.2.3). Южнее холмов низких предгорий, в пределах локальной Байтыкской впадины высота террас снижается, а неогеновый цоколь уходит под покров четвертичных отложений. Севернее низких предгорий, в опущенном крыле Иссыкатынского разлома, практически все террасы погребены под молодыми голоценовыми отложениями, что свидетельствует об активных процессах опускания этого крыла и компенсации его накоплением аллювиально-пролювиального материала.

Профилирование контакта между тонким слоем аллювиального галечника (отложенного на неогеновом цоколе) и перекрывающими тонкозернистыми отложениями террасы Q_{II}^2 показывает, что в пределах южной границы низких предгорий террасы имеют обратный наклон (backlimb), что особенно заметно, если учитывать современный уклон русла, равный $1,7^\circ$. Наклоненный на юг участок террас, который мы рассматриваем как пологое крыло растущей складки, на протяже-

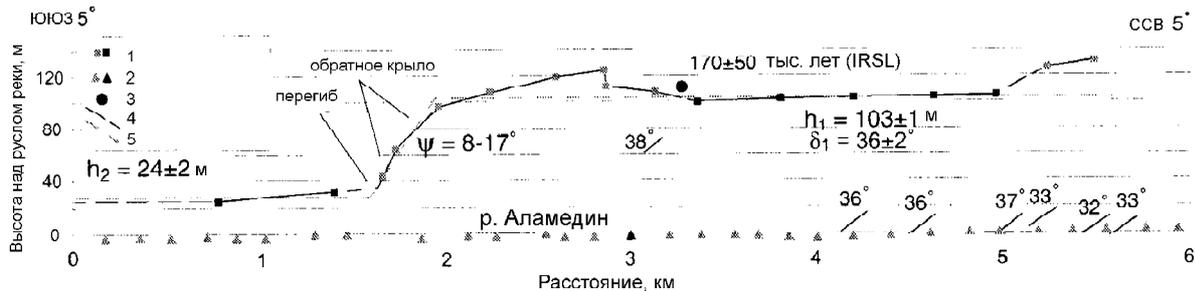


Рис. III.2.3. Оценка скорости смещения по Иссыкатынскому разлому в долине р. Аламедин

Профиль долины р. Аламедин, показывающий левобережную деформированную террасу $Q_{II}(2)$, расположение и возраст образца, отобранного для термолюминисцентного датирования и видимое падение неогеновых отложений, обнажающихся в цоколе террас. Квадратики вдоль террасы $Q_{II}(2)$ – высотные отметки, полученные с помощью GPS (черные) и по топографической карте (серые). Треугольные пункты вдоль русла реки получены из топографической карты масштаба 1:25000 с 5-метровым шагом между изолиниями (серые) и с помощью GPS (черные). Современный уклон реки приведен к горизонту вращением данных относительно горизонтальной оси так, что ось x параллельна уклону реки. Видимое падение слоев подвергалось такой же процедуре. Сплошная черная линия соединяет точки профиля, а пунктирная линия показывает интерпретацию положения шарнира и вторичную складку около вершины шарнира и в северной части. Пунктирная серая линия схематически иллюстрирует упрощения в геометрии террасы; эта линия обозначена черными точками, которые определяют положение террасы южнее и севернее излома разлома. Расчет скорости смещения произведен по этой упрощенной геометрии и с использованием величин h_1 и h_2 , Ψ и δ_1 , показанных на рисунке [Абдрахматов и др., 2001; Thompson et al., 2002].

1, 2 – пункты измерений высот: 1 – поверхности аллювиальных галечников террасы $Q_{II}(2)$, 2 – русла р. Аламедин; 3 – место взятия образца на инфракрасный люминесцентный анализ возраста; 4, 5 – профиль аллювиальной поверхности речной террасы: 4 – измеренный, 5 – идеальный

нии примерно 1,7 км вдоль русла реки поднят на 103 ± 1 м, повышаясь к северу, по мере приближения к Исыккатынскому разлому. Эти изменения высоты террасы могли возникнуть благодаря смещениям по круто падающему разлому или же в результате антиклинального коробления толщи неоген-четвертичных отложений над пологим разломом, который развивается на некоторой глубине и не обнаруживается на поверхности. Возможной причиной этого может быть и то, что рассматриваемая терраса вложена в более древнюю террасу высотой до 125 м над руслом. К тому же, толща покровных суглинков мощностью до 30 м скрывает вариации в высоте кровли галечников.

Мы проанализировали деформации террасы Q_{II}^2 , используя простую модель образования складки над изгибом разлома (fault-bend fold). Для контроля правильности нашей интерпретации мы сравнили террасовый профиль с прогнозируемыми деформациями поверхностей речных террас (принимаемых в качестве аналогов несогласий или разделов между слоями), которые могли возникнуть благодаря смещению по предполагаемому разрыву (рис. III.2.4 и III.2.5).

Отсутствие данных о структуре южнее низких предгорий (в Байтыкской впадине) затрудняет анализ роста складки. Тем не менее, величина смещения по разлому может быть подсчитана из разницы в высоте террасы Q_{II}^2 вдоль пологого крыла ($h_1 - h_2$), из угла Ψ между наклоном пологого крыла изгиба террасы и уклоном русла и из угла δ_1 между разломом и уклоном русла, который предполагается эквивалентным углу между напластованием и уклоном русла, α_1 (см. рис III.2.3 и III.2.4).

Разница между падением неогеновых отложений под поднятыми террасами и современным уклоном русла приблизительно в $36 \pm 2^\circ$ позволяет получить величину δ_1 . Для того, чтобы оценить

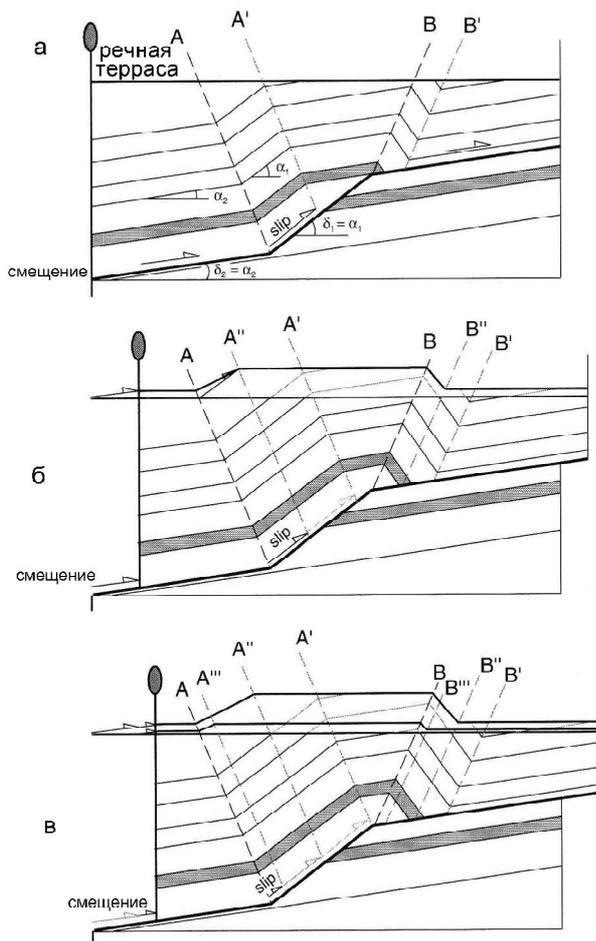


Рис. III.2.4. Схема деформации поверхностей напластований и поверхностей террас при складкообразовании, обусловленном смещениями по пологому ступенчатому разлому [Suppe, 1983].

а) Горизонтальная терраса формируется поперек растущей складки. Активные осевые поверхности А и В указывают положение изломов разлома; положение неактивных осевых поверхностей А' и В' показывает обозначенное вектором количество пород, прошедших через активную осевую поверхность. В этом примере угол напластования α_1 и α_2 параллельны углам падения разлома δ_1 и δ_2 в пологом крыле.

б) Деформации террасы в ответ на продолжение складкообразования. Новые неактивные осевые поверхности А'' и В'' на изломах в террасе показывает величину смещения по разлому со времени образования террасы. Осевые поверхности не видны в подстилающих породах. Нижняя горизонтальная линия показывает формирование другой, врезанной речной террасы.

в) Продолжение деформации. Крылья складки параллельны, но имеют различную длину, показывающую различное количество смещений на подстилающем разломе. А''' и В''' – неактивные поверхности на изломах террасы

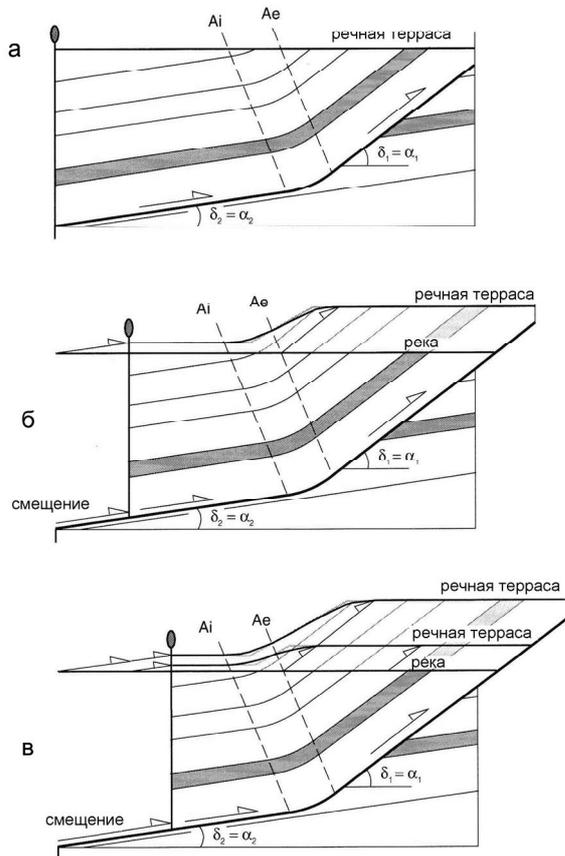


Рис. III.2.5. Прогрессивная деформация террасовых поверхностей в ответ на смещение по изогнутому разлому. Материал проходит через осевые поверхности Ai и Ae, которые зафиксированы в разломе [Medvedeff, Suppe, 1997].

а) Черная горизонтальная линия показывает вновь образованную террасу.

б) Терраса, образованная на стадии (а) и деформированная в результате смещений по разлому. Линия под поверхностью террасы показывает предсказанную деформацию для излома разлома и осевой поверхности.

в) Парные террасы, деформированные продолжающимся смещением по разлому. Показано, что предсказание верно и для прогрессивного вращения крыла, и для миграции изломов

δ_2 (падение разлома южнее пологого крыла), мы произвели итерационный поиск величины, совместимой с измерениями δ_1 и Ψ . Подгонка линии к трем точкам, которые определяют пологое крыло террасы Q_{II}^2 дает значение угла $\Psi=9,5\pm 1,5^\circ$ Ю, но одна пара точек дает 17° (см. рис. III.2.4). Для расчетов и анализа ошибок мы использовали средний угол $\Psi=8-17^\circ$. Изменение в высоте террасы вдоль пологого крыла складки (h_1-h_2) представлено разницей между высотой средней горизонтальной секции поднятых террас h_1 (103 ± 1 м) и высотой точки, расположенной южнее растущего пологого крыла, h_2 (24 ± 2 м).

Термолуминесцентный возраст (IRSL) в 170 ± 50 тыс. лет является минимальным возрастом террасы Q_{II}^2 в долине р. Аламедин. Этот возраст был измерен на образце ила, отобранном в 2,5 м выше контакта между речным галечником и перекрывающей его 30-метровой толщей суглинков. Суглинистые отложения представляют собой главным образом лессовидные разности, хотя пойменный материал (ил) может быть сохранен или перемешан с лессом около основания осадка. Для повышения точности в расчетах использован объединенный возраст террасы Q_{II}^2 в 141 ± 17 тыс. лет. Указанные выше методика и технология специального анализа и расчетов [Абдрахматов и др., 2001а, б; Thompson et al., 2002] позволяют определить угол падения сместителя разлома южнее складки в $18\pm 6^\circ$ и величину смещения по разлому $290+230/-20$ м. Следовательно, при заданной модели скорость смещения по Исыккатынскому разлому в районе долины р. Аламедин составляет $2,1+1,7/-0,3$ мм/год. По таким же расчетам, после формирования террасы р. Аламедин поднялась на $53+128/-17$ м, что соответствует минимальной скорости аккумуляции в опущенном крыле, равной $0,5+1,0/-0,1$ мм/год. Эта величина сообразна со скоростью аккумуляции плиоцен-плейстоценовых галечников ($0,6\pm 0,3$ мм/год), определенной примерно в 15 км восточнее долины р. Аламедин близ долины р. Норуз [Bullen et al., 2001].

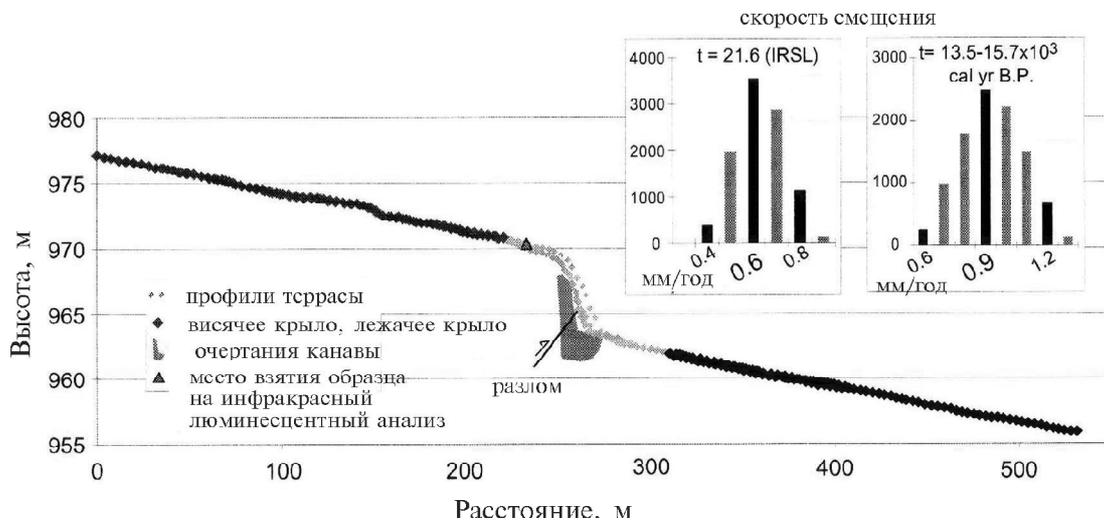


Рис III.2.6. Профиль аллювиального конуса выноса Q_{III}^2 р. Сокулук на участке пересечения его Исыккатынским разломом

Черными ромбами показаны точки, использованные для определения поверхности на опущенном и поднятом крыльях разлома. Показаны также контур траншеи, положение разлома и положение шурфа в поднятом крыле, из которого взят образец на IRSL-анализ. На врезке показано распределение скорости смещения при IRLS возрасте террасы Q_{III}^2 , равном 21,6 тыс. лет, и комбинированном ее возрасте, равном приблизительно 14,5 тыс. лет ($13,5-15,7 \cdot 10^3$). Наиболее вероятные скорости смещения при 95% доверительном интервале выделены черными столбиками и соответствующей величиной

Долина р. Сокулук. Профиль смещенной Исыккатынским разломом поверхности террасы Q_3^2 показывает вертикальную амплитуду смещения $6,3+0,1/-0,2$ м (рис. III.2.6). Траншея, пройденная в этом месте, обнажила падающую на юг под углом $25-26^\circ$ плоскость сместителя, по которой полого деформированный аллювиальный галечник в поднятом крыле взброшен над серией тонкозернистых прослоев коллювиальных и аллювиальных отложений в опущенном крыле. Слой аллювия и коллювия, перекрывающих галечник конуса выноса в опущенном крыле на 0,6 м толще тонкозернистых осадков, перекрывающих подобный контакт в поднятом крыле. Мы полагаем, что это различие уменьшается к северу от опущенного крыла, так что вертикальное смещение вкрест простирания уступа, определенное профилированием, представляет общее смещение по разлому (см. рис. III.2.6). Плоская поверхность террасы Q_{III}^2 в поднятом крыле, показанная на профиле, указывает на горизонтальность подстилающего разлома. Падение деформированного галечника, измеренного в траншее в поднятом крыле рядом с профилем, колеблется от 3 до 15° . Так как разлом в траншее плоский, эта деформация отражает, вероятно, складку волочения в поднятом крыле и не относится к изменению падения плоскости разлома. Однако мы не допускаем, что разница между 3° падения на юг в траншее, измеренного в поднятом крыле, и наклоном поверхности конуса выноса, равным $1,6^\circ$, образована благодаря изменению падения плоскости разлома под обнажением. Это изменение в падении могло возникнуть под округлой вершиной разломного уступа и не может быть обнаружено в длинном профиле. Механизм fault-bend folding позволяет рассчитать, что изменение падения на $1,5^\circ$ соответствует 1° увеличения в падении разлома. Таким образом, мы оцениваем угол падения разлома в $26 \pm 2^\circ$.

Радиоуглеродный (^{14}C) возраст скорлупы улиток и термолюминесцентный (ТЛ) возраст суглинка, покрывающего конус в поднятом крыле, дают минимальный возраст Q_{III}^2 поверхности в долине р. Сокулук. Хотя наиболее древний калиброванный радиоуглеродный возраст скорлупы (14,4–15,8 тыс. лет) совпадает с возрастом террасы, датированной в другом месте (13,5–15,7 тыс. лет), он не имеет статиграфической последовательности. Возраст террасы Q_{III}^2 , определенный ин-

фракрасно-люминесцентным методом (IRSL) по образцу, отобранному в траншее из тонкозернистого осадка в поднятом крыле, составляет $21,6 \pm 0,9$ тыс. лет, что на 6–8 тыс. лет древнее, чем возраст, определенный радиоуглеродным методом.

Для расчета скорости смещений были рассмотрены два варианта. Первый принимает ТЛ-возраст как верный. Второй предполагает, что ТЛ-метод удревяняет возраст формирования конуса выноса и что наиболее правильным будет принять возраст террасы Q_{III}^2 в 13,5–15,7 тыс. лет. Параметры, рассмотренные выше, дают скорость смещения равную $0,6 \pm 0,2$ мм/год, при возрасте террасы 21,6 тыс. лет, и $0,9 \pm 0,3$ мм/год при ее возрасте в 13,5–15,7 тыс. лет (см. рис. III.2.6). Эта величина вдвое меньше, чем скорость смещения в долине р. Аламедин.

Кочкорская впадина

Акчопский разлом

Профили трех речных террас вдоль западного склона долины р. Джуанарык, повернутые, чтобы снять $\sim 0,7^\circ$ современного уклона русла, показывают прогрессивное вертикальное движение и развитие обратно (на юг) наклоненного крыла складки (рис. III.2.7). Так как структура имеет шевронное строение, то здесь применим механизм “fault-bend folding”, который может предсказать геометрию и кинематику смещения по разлому на глубине. Осевые поверхности двух синклинальных изгибов, видимых в неогеновых отложениях в пологом крыле складки (i или ii), проявлены также изгибами в профиле террас Q_{II}^2 и Q_{III}^1 , что означает, что эти изгибы были активны в последующее после их формирования время. Мы полагаем, что южная синклиналь (осевая поверхность (i) на рисунке. III.2.7) является результатом изгиба над изломом надвига, падение которого изменяется от $\alpha_2 = 9 \pm 2^\circ$ Ю до $\alpha_1 = 18 \pm 2^\circ$ Ю. Такая геометрия поддерживается соответствием между рассчитанным углом наклона пологого крыла ($\Psi = 9 + 4 - 5^\circ$ и измеренным углом, равным 9°). Величина угла падения плоскости разлома и разница в высоте террасы Q_{II}^2 , образующаяся при переходе через осевую поверхность (i), дают величину смещения по разлому.

Термолюминесцентный (ТЛ) и инфракрасно-люминесцентный (IRSL) анализы плотных алевролитов из основания толщи отложений мощностью 4 м, перекрывающей речные галечники террасы Q_{II}^2 , дают комбинированный возраст 128 ± 26 тыс. лет со времени последнего нахождения пород на дневной поверхности. Откалиброванные величины возраста, полученные радиоуглеродным методом по образцам угля, отобраным на террасах Q_{III}^2 в пределах нескольких межгорных впадин, показали, что эти террасы образовались в интервале 13,5–15,5 тыс. лет назад. Возраст террасы Q_{II}^2 составляет 128–140 тыс. лет. По перепаду высот террасы Q_{III}^2 в 64 ± 5 м вкост осевой поверхности (i), изменению угла падения плоскости разлома от $9 \pm 2^\circ$ до $18 \pm 2^\circ$ и возрасту террасы Q_{II}^2 в 128–140 тыс. лет, расчетная скорость движения по разлому составила $3,1 + 1,6 / -0,7$ мм в год. 95%-ный интервал доверительности отражает неопределенности каждого измерения, а не неясности в предполагаемой структурной геометрии. Однако согласованность в наблюдаемом и предполагаемом падении пологого крыла террасы Q_{II}^2 , свидетельствует в пользу правильности предлагаемой нами модели.

Южно-Кочкорский разлом

Сместитель этого разлома, разделяющего палеозойские граниты и слои неогеновых отложений, падает под углом 45° к югу [Садыбакасов, 1972; Макаров, 1977]. Деформации террас реки Джуанарык здесь также использованы для подсчета скорости смещения по разлому (рис. III.2.8). Для этого было проведено профилирование террасы Q_{II}^2 на расстоянии до 2,5 км в обе стороны от зоны разлома. На профиле виден резкий изгиб (осевая поверхность (iii) на рис. III.2.8) и обратно наклоненный участок, начинающийся в 600 м южнее разлома. В зоне разлома (шириной около 100 м) кровля галечника террасы Q_{II}^2 антиклинально изогнута. В опущенном крыле терраса Q_{II}^2 и вложенная в нее терраса Q_{III}^1 на расстоянии около 1 км наклонны к югу. Обратный наклон террас

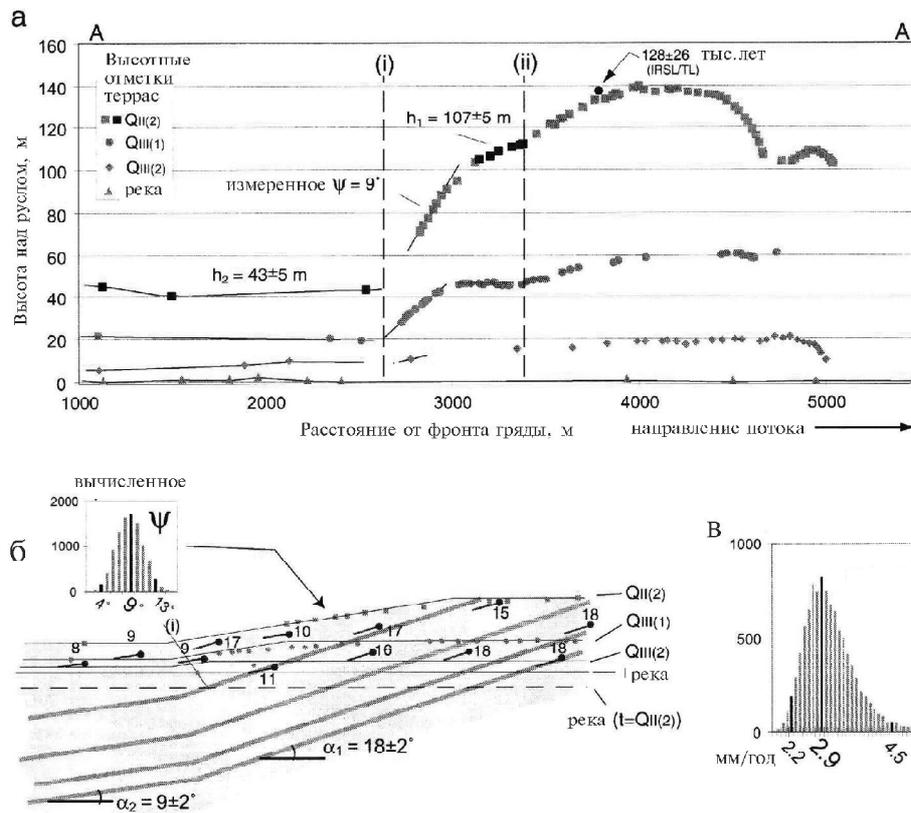


Рис. III.2.7. Результаты расчета скорости смещения по Акчопскому разлому

а) Измеренные профили разновозрастных террас р. Джуанарык на участке пересечения ею Акчопской возвышенности, несогласно срезающих слои дислоцированных неогеновых отложений. Квадратиками, кружочками, ромбиками и треугольниками обозначены пункты инструментальных определений высот террас соответственно Q_{II}^2 , Q_{III}^1 , Q_{III}^2 и современного русла; h_1 и h_2 – высота террасы Q_{II}^2 относительно верхнего и нижнего перегибов разлома;

б) Схема деформации террас вдоль р. Джуанарык по теории складчатости, обусловленной смещениями по разлому [Suppe, 1983; см. рис. III.2.4 и III.2.5]. Поверхность цокольной или эрозионной террасы рассматривается в качестве поверхности несогласия относительно нижележащих слоистых отложений неогена, деформированных в результате перегиба плоскости разлома. Толстые черные стрелки обозначают вектор перемещения материала, деформируемого на перегибе разлома. Слоистость неогеновых отложений параллельна плоскости разлома. На диаграмме показано сделанное для Акчопского разлома допущение, что слои с углом падения α параллельны плоскости погребенного разлома. Пунктир – уровень террасы Q_{II}^2 на начало ее образования ($t=Q_{II}(2)$).

в) Гистограмма вероятностного распределения расчетных скоростей смещения террасы Q_{II}^2 по осевой поверхности (i). Измеренный угол падения тыльного крыла складки составляет 9° и совпадает с пиком рассчитанного угла. Термолюминесцентный анализ (IRSL/TL) алевролитов верхней части террасы Q_{II}^2 дает возраст ее формирования 128 ± 26 тыс. лет. Наиболее вероятные значения с 95% доверительным интервалом выделены жирными черными линиями

в поднятом крыле интерпретирован нами как результат смещения с вращением по изогнутому разлому. Наклон террас в опущенном крыле произошел или благодаря складчатым деформациям, обусловленным смещениями в опущенном крыле Южно-Кочкорского разлома, или постепенному изменению падения выходящего севернее на поверхность Акчопского разлома, подстилающего террасы.

Разница в высоте в 26 ± 3 м между шестью измеренными точками в поднятом крыле и одной ближайшей к уступу разлома точкой в опущенном крыле, позволяет рассчитать величину скорости смещения. Современная активность Южно-Кочкорского разлома на поверхности не проявляет

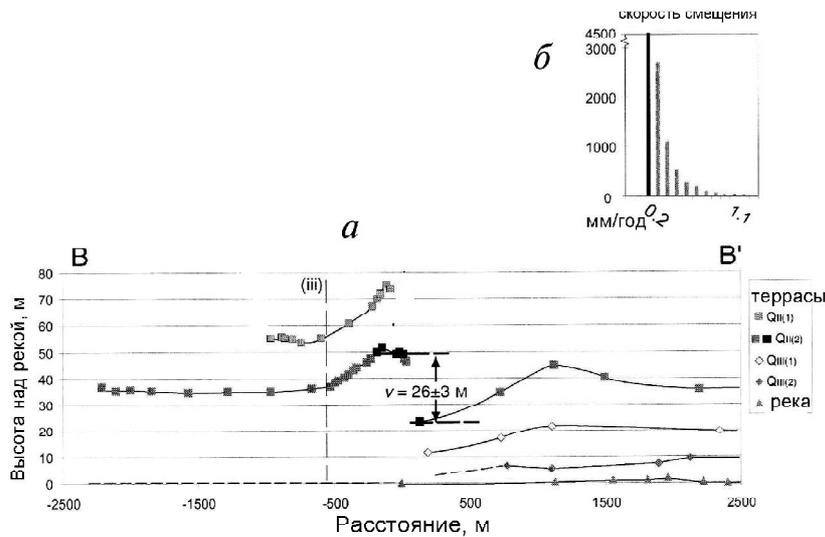


Рис. III.2.8. Смещение по Южно-Кочкорскому разлому

а) Профили разновозрастных террас долины р. Джуанарык, полученные по данным инструментальных измерений в зоне пересечения ею Южно-Кочкорского разлома.

б) Гистограмма распределения расчетных скоростей смещения для Южно-Кочкорского разлома

ся. Основываясь на особенностях планового рисунка разлома, мы предполагаем среднее или крутое падение его плоскости, которое представлено трапецидальной вероятностью распределения с максимальной похожестью $30\text{--}70^\circ$ Ю. Скорость смещения по Южно-Кочкорскому разлому составляет $0,2+0,9/-0,03$ мм/год (см. рис. III.2.8).

Нарынская впадина

Центрально-Нарынский разлом

Этот разлом обнажен на западном берегу р. Кажырты, где он пересекает 20-метровый уступ террасы Q_{III}^2 (рис. III.2.9). По северному, висячему крылу разлома был построен меридиональный профиль, который показал наличие изгиба в 750 м севернее уступа и антиклинальной складки около него. Севернее изгиба поверхность террасы наклонена в южном направлении под углом $0,9^\circ$, (таким же является и уклон современной реки). К югу от изгиба поверхность террасы почти горизонтальна, что свидетельствует об обратном ее наклоне, что мы связываем с изменением угла падения нижележащей плоскости разлома. В указанном обнажении падение плоскости Центрально-Нарынского разлома составляет $37\pm 2^\circ$ к северу, тогда как слои неогеновых отложений, выходящие на поверхность в висячем крыле, падают под углом 10° к северу. Если наклон слоев в висячем крыле определяется залеганием сместителя Центрально-Нарынского разлома, то наклон последнего, равный 37° во вскрытой на поверхности части, на изгибе уменьшается до 10° и становится приблизительно параллельным наклону неогеновых отложений.

Точки замеров в районе уступа определяют поверхность террасы в висячем и в лежащем крыльях (рис. III.2.9б). Так как нам известны расположение разлома и наклон его плоскости, мы проецируем линии висячего и лежащего крыльев на разлом, чтобы определить величину смещения. Определение по ^{14}C возраста трех образцов угля, отобранных из горизонтов алевролитов и песков, перекрывающих галечниковые отложения, показало, что терраса Q_{III}^2 образовалась $13,5\text{--}15,5$ тыс. лет назад. По этим данным, скорость смещения по Центрально-Нарынскому разлому в последующее время составляла $2,2+0,4/-0,3$ мм/год.

Кажыртинский разлом

На левобережной (восточной) стороне долины р. Кажырты проявлен кумулятивный эффект, смещенный по одноименному разлому. Здесь он пересекает пять разновозрастных террас. Самая

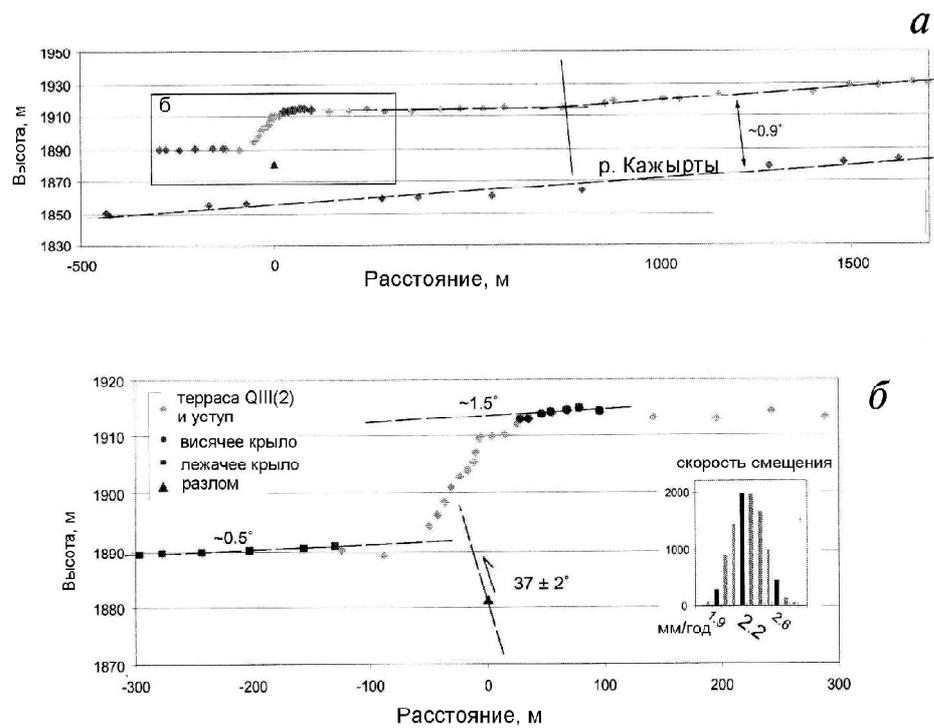


Рис. III.2.9. Центрально-Нарынский разлом в долине р. Кажырты

а) Профиль контакта верхнего галечникового слоя террасы Q_{III}^2 р. Кажырты в зоне разлома. Севернее перегиба уклон террасы и современной реки примерно одинаковы ($\sim 0.9^\circ$), а южнее поверхность террасы почти горизонтальная, что указывает на ее дислокацию (вращение) в результате смещения по Центрально-Нарынскому разлому.

б) Увеличенный фрагмент профиля в зоне выхода на поверхность разрыва и смещения террасы Q_{III}^2 . Кружки и квадраты обозначают пункты инструментальных определений положения поверхности террасы соответственно в висячем и лежачем крыльях разрыва, аппроксимированные пунктирными линиями с указаниями углов их наклона. Замеры в одной точке на выходящей на поверхность плоскости разлома (треугольник) использовались для расчетов скорости смещения. Разброс значений скоростей смещения по разрыву представлен на гистограмме

низкая из этих террас Q_{IV}^4 примыкает к современному руслу, самая высокая Q_{II}^2 образует водораздельную поверхность. Профили через уступ разлома, который пересекает широкую террасу Q_{III}^2 восточнее Кажырты, показывают вертикальное смещение, величина которого повышается от 8 м в восточной части террасы до 12 м около ее западного края. Профиль вдоль этого края обеспечивает данные для подсчета скорости смещения по указанному разлому (рис. III.2.10). Так как плос-

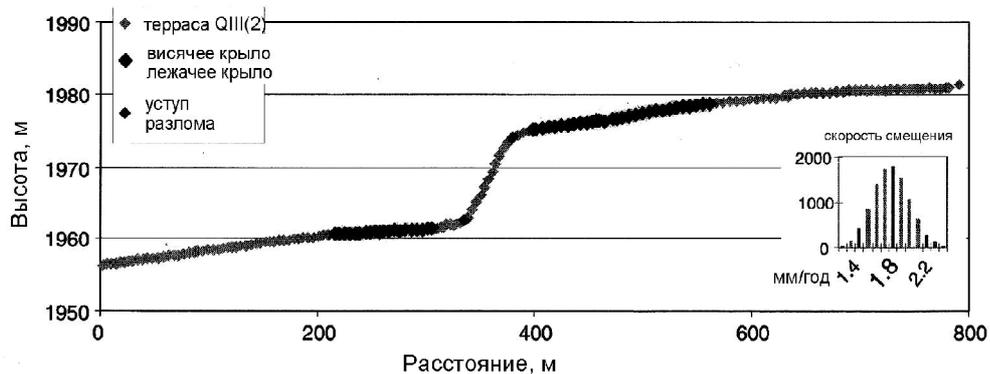


Рис. III.2.10. Профиль поверхности позднечетвертичной (Q_{III}^2) террасы р. Кажырты в зоне смещения ее Кажыртинским разрывом и гистограмма распределения расчетных скоростей смещения по разрыву

кость разлома в склонах долины не обнажена, ее падение определено из измерений расположения уступа на смежных террасах Q_{III}^2 и Q_{IV}^2 . Используя средние тренды тектонических уступов на террасе Q_{III}^2 66° СВ и на террасе Q_{IV}^2 71° СВ для определения простирания разлома, получаем угол падения его плоскости в $29 \pm 5^\circ$ к северу. Неопределенность в падении состоит из 5° разницы в простирании над и под врезом и неопределенности в расположении разлома внутри уступа на верхней и нижней террасовых поверхностях. Так как угол падения разлома был определен из локального смещения террас, для расчета скорости смещения мы использовали профильные точки наиболее близкие к уступу. Изменения в высоте и наклоне террасы над и под точками профиля возникли, вероятно, в результате надразломного складкообразования. Уменьшение высоты террасы на северном конце профиля совпадает с уменьшением падения разлома от 29° С на поверхности до 10° С в глубине. Указанное выше изменение вертикального смещения от 12 до 8 м вдоль простирания уступа разлома соответствует изменению наклона сместителя разлома от 29° С на западном конце террасы до 19° С в восточной ее части.

Три радиоуглеродных определения возраста дали время врезания, время оставления поймы и формирования террасы Q_{III}^2 в долине р. Кажырты. Эти образцы дали возраст 13,7–15,3 тыс. лет для кровли террасового галечника Q_{III}^2 . Отмеченные выше параметры дают скорость смещения по разлому, равную $1,8 \pm 0,4$ мм/год. Вертикальное смещение террасы Q_{III}^2 с возрастом около 141 тыс. лет составляет 65–90 м. Падение плоскости разлома, определенное нами в 19° С на врезе между Q_{III}^2 и Q_{II}^2 террасами, и величина смещения террасы Q_{II}^2 дают скорость смещения 1,4–2,0 мм/год, такую же, как и скорость смещения террасы Q_{III}^2 .

В долине р. Куртка Кажыртинский разлом смещает широкую террасу Q_{III}^2 и другие вложенные террасы р. Куртка (рис. III.2.11). На западной стороне долины уступ пересекает террасу в субширотном направлении. К востоку от реки он снижается и практически исчезает в склонах долины, а погребенное продолжение разлома устанавливается по резкой топографической границе, которая совпадает с осевой поверхностью синклиналиного изгиба. Мы полагаем, что тектонические уступы, описанные выше в долине р. Кажырты, и рассматриваемый здесь, отстоящие друг от друга на расстоянии около 50 км, являются звеньями единого разлома. Основанием для этого являются равноудаленность от фронта хр. Молдотау (около 7 км) и схожая величина общего сокращения, видимого в палеоген-неогеновых отложениях поднятого крыла разлома.

Профилирование контакта между аллювиальными галечниками и покровными тонкозернистыми отложениями террасы Q_{III}^2 на западном борту долины р. Куртка выявило вертикальное смещение 6 ± 3 м. Две точки на профиле позволяют установить падение разлома. Уступ, смещающий террасу Q_{III}^2 , является точкой, которая маркирует верхнее положение разлома. В русле разлом должен находиться севернее полого лежащих слоев четвертичного аллювия, который обнажается под Q_{III}^2 уступом. Это показывает, что наклон плоскости разлома составляет менее 40° С. Небольшой

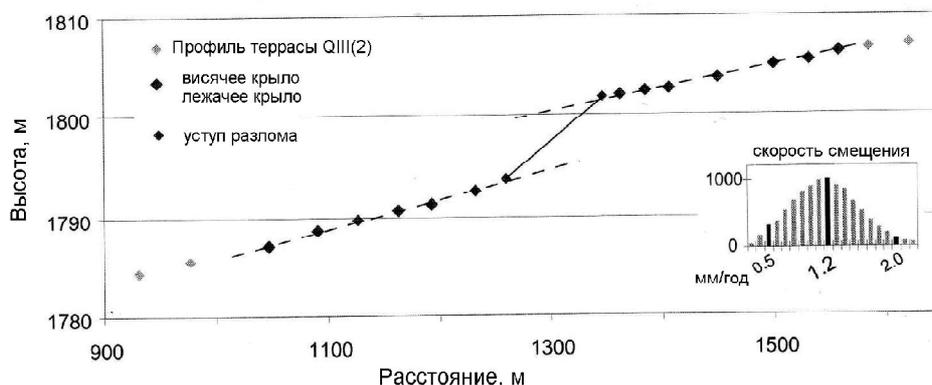


Рис. III.2.11. Профиль поверхности позднечетвертичной (Q_{III}^2) террасы р. Куртка в зоне смещения ее Кажыртинским разрывом и гистограмма распределения расчетных скоростей смещения по разрыву

фрагмент цокольной террасы, врезанной в поверхность Q_{III}^2 в поднятом крыле разлома, на 2 м выше ее южной опущенной части, что позволяет уточнить нижнее положение разлома, плоскость которого, вероятнее всего, имеет угол падения $20 \pm 5^\circ$ на север. Хотя река могла врезаться в цоколь в разное время в голоцене, наличие многочисленных родников и маленьких оползней позволяет предполагать, что именно смещение по Кажыртинскому разлому привело к изменению в высоте цоколя.

Два образца угля, собранных из одного и того же обнажения приблизительно в 5–10 см над галечниковой кровлей террасы Q_{III}^3 на восточной стороне долины, имеют статистически близкий радиоуглеродный возраст. Калиброванный объединенный радиоуглеродный возраст составляет 13,8–15,4 тыс. лет. Террасы Q_{III}^2 и Q_{III}^3 на восточной стороне долины смещены на одинаковую величину, что свидетельствует о возникновении уступа после их формирования, в результате одного и того же акта, например, – землетрясения. Учитывая эти наблюдения и тот факт, что возраст террасы Q_{III}^3 совпадает с возрастом террасы Q_{III}^2 в долине р. Кажырты, мы полагаем, что формирование вложенной террасы Q_{III}^3 происходило во время врезания и оставления террасы Q_{III}^2 в долине р. Куртка (т.е. она является террасой врезания).

Среднее вертикальное смещение по разлому на западном склоне долины, угол падения сместителя разлома, равный $20 \pm 5^\circ$ и минимальный возраст террасы, составляющий 13,8–15,4 тыс. лет, дают скорость смещения в $1,2 + 0,8 / - 0,7$ мм/год. Положение разлома на восточном склоне долины неясно, но угол падения около 13° можно считать допустимым. Этот угол и четырехметровое вертикальное смещение террас Q_{III}^2 и Q_{III}^3 на восточном борту долины дают похожую скорость смещения. Скорость 1,2 мм/год сравнима со скоростью, вычисленной на этом же разломе в долине р. Кажырты, в 50 км западнее.

Две ветви Центрально-Нарынского разлома западнее Кажырты сливаются в один разлом, падающий под углом $37 \pm 2^\circ$ С, что видно в 40-метровом обнажении западного борта долины. Профиль поверхности флювиального галечника террасы Q_{III}^2 показывает антиклинальную деформацию около уступа разлома и резкий изгиб приблизительно в 750 м севернее уступа. Севернее изгиба уклон террасы составляет $0,9^\circ$ Ю, сравнимый с уклоном современной реки. Субгоризонтальная поверхность террасы южнее изгиба, указывает на обратный ее наклон, вызванный вращением в результате изменения падения нижележащей плоскости разлома. Изменение в высоте террасы с допущением о постоянстве угла падения разлома, а также угол падения его плоскости в 37° С, установленный на поверхности, позволяет предполагать угол падения разлома на глубине, равным 12° С.

Вертикальное смещение террасы Q_{III}^2 составляет $20,6 \pm 1,0$ м. Положение точки, фиксированной на плоскости разлома, позволяет уточнить его положение. Знание последнего, угол падения плоскости разлома, равный $37 \pm 3^\circ$, и возраст смещенных отложений позволяют оценить скорость смещения по падению Центрально-Нарынского разлома в $2,3 + 0,3 / - 0,4$ мм/год.

Атбашинская впадина

Ойнакджарский разлом

Южновергентный Ойнакджарский разлом взбросо-надвигового типа со сдвиговой составляющей [Макаров, 1977; Абдрахматов, 1995] расположен на границе Атбашинской впадины с цепью молодых поднятий Байбичетауской зоны. Почти на всем своем протяжении (около 80 км) он выражен в виде крутого уступа, разделяющего дробно расчлененные поднятия, сложенные дислоцированными песчано-глинистыми и гравийно-галечными неогеновыми отложениями, и обширный шлейф четвертичных аллювиально-пролювиальных конусов выноса. В восточном направлении разлом как таковой на поверхности исчезает, но деформации в его зоне продолжают, приводя к росту складок, связанных, очевидно, с движениями по разлому. Правосторонне сочлененные кулисообразные складки в висячем крыле разлома и закономерно смещенные русла временных водотоков свидетельствуют о левосторонних сдвиговых движениях в зоне разлома.

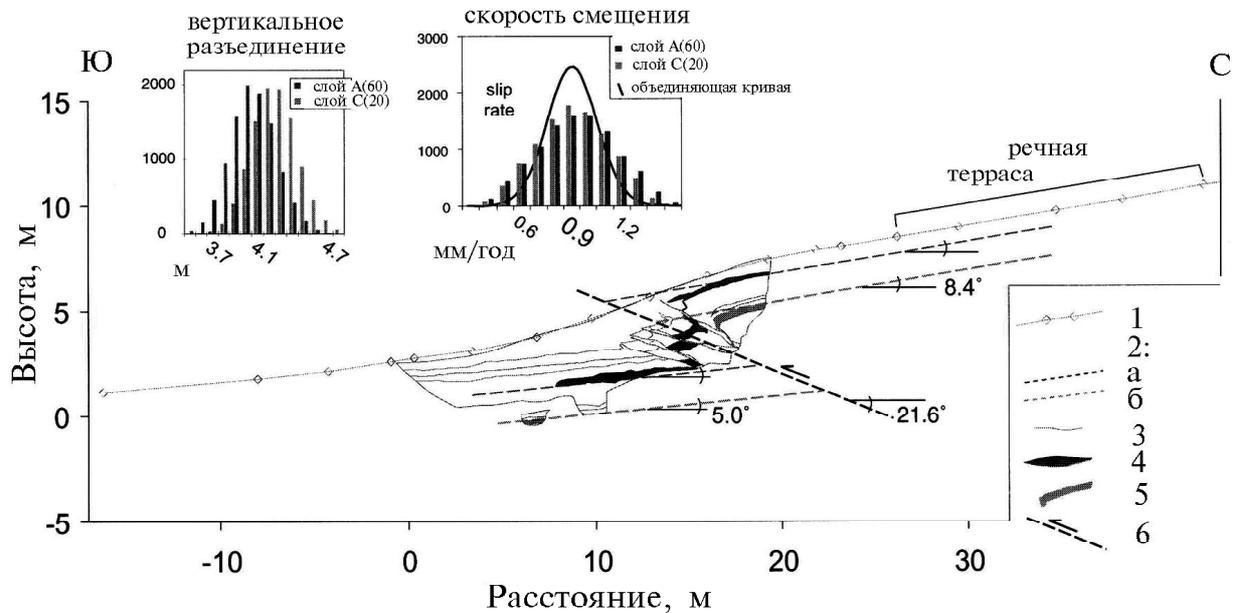


Рис. III.2.12. Разрез приповерхностной части Ойнакджарского разлома и результаты расчета скорости смещения по нему

Наклон террасы в поднятом крыле принят в качестве первичного и использован для проекции реперных слоев С и А в разломную зону. Изменения в наклоне слоев около разлома интерпретируются как результат приразломного изгиба. Положение и падение разлома определено как весовое среднее падений и смещений на четырех составляющих разлома. Гистограммы над разрезом показывают распределение расчетных величин вертикального смещения и скорости смещений для слоев С и А. Сплошная линия на гистограмме скорости смещений показывает парную среднюю скорость смещения и неопределенность комбинированием двух измерений.

1 – профиль дневной поверхности; 2 – проектируемые контакты подошвы слоя А (а) и кровли слоя С (б); 3 – границы между слоями аллювиальных или коллювиальных слоев; 4 – слой А; 5 – слой С; 6 – осредненное положение разлома

Двадцатиметровая траншея, проложенная поперек Ойнакджарского разлома, который в течение позднечетвертичного и голоценового времени неоднократно смещал верхнюю часть аллювиально-пролювиальных конусов, вскрыла четыре надвиговые поверхности, вдоль которых происходило смещение серии слоев аллювиально-пролювиальных и коллювиальных отложений (рис. III.2.12). Мы сравнили две переходящие через зону разлома толщи обломочных отложений, содержащие уголь, который дал возможность определить радиоуглеродным методом их возраст.

Более древняя нижняя толща (слой С) представлена двумя слоями, сложенными алеврито-песчаным коллювием, переслаивающимся с речным песком и мелким галечником. Более молодая толща (слой А) сложена песчаным и мелкогалечным аллювием с пластом слоистых алевролитов в основании и перекрывается толщиной алевролитов и песков.

Общее смещение основания слоя А вдоль каждого разлома соответствует смещению по Ойнакджарскому разлому. Для кинематической интерпретации структур отложений, испытавших складчатость и вращение вблизи разлома, принято, что изначальный наклон слоев аллювиально-пролювиальных отложений был близок к их наклону на удалении от разломов. Наклон верхней части аллювиально-пролювиального конуса представляет собой изначальную поверхность висячего крыла (около 8°). Наклон продолжающихся слоев и поверхности самого конуса в лежащем крыле составляет около 5° . Минимальные и максимальные величины смещений вкост зоны разлома определялись, исходя из предположения, что между разломами угол падения каждого участка пласта слоистых алевролитов варьировал от 8 до 5° , соответственно.

Слой А и С имеют схожее стратиграфическое вертикальное смещение, что указывает на то, что они были деформированы во время одних и тех же нарушающих поверхность землетрясений. Ра-

диоуглеродный возраст образцов угля показал, что эти отложения накапливались в интервале между 10,4 и 9,9 тыс. лет назад. При расчетах этот интервал принимался как время, в течение которого и происходило смещение. Мы ввели дополнительную неопределенность в расчет величины смещения в связи с цикличностью землетрясений, поскольку нам неизвестны величины накопленных упругих деформаций во время отложения этих толщ и для настоящего времени. Для голоцена наши расчеты дали скорость смещения по Ойнакджарскому разлому $0,9 \pm 0,3$ мм в год.

Западно-Аксайская впадина

В этой впадине только два разлома имеют отчетливые признаки активности, которые позволяют подсчитать скорость смещения по ним. Северо- и Южно-Кыркунгейские разломы являются частью 40-километровой системы дислокаций, протягивающихся в северо-восточном направлении параллельно хребту Атбаши (рис. III.2.13). Протяженность указанных разломов составляет около 10 км. Наши наблюдения показывают, что эта система разломов в Западно-Аксайской впадине более активна, чем ярко выраженный Южно-Атбашинский разлом, который служит границей впадины и хребта. В его зоне морены последнего (Q_{III}^{2}) оледенения смещены менее чем на один метр, а более молодые морены не смещены.

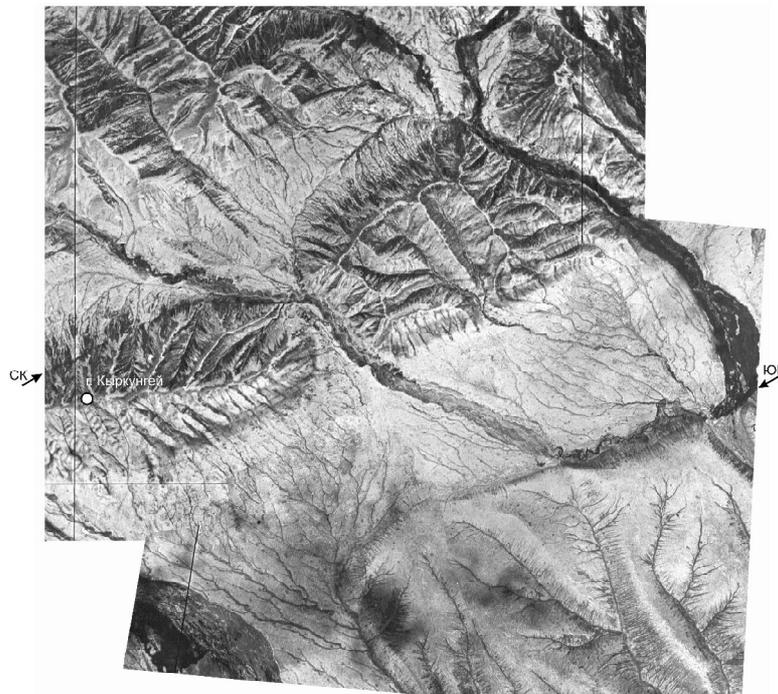


Рис. III.2.13. Аэрофотоснимок центральной части северного склона Западно-Аксайской впадины в районе гряды Кыркунгей (юг Центрального Тянь-Шаня). Междуречье рек Джолбогошты (слева) и Кашкасу (справа за пределами снимка) – правых притоков р. Аксай (зап.)

Глубоко расчлененные возвышенности сложены дислоцированными отложениями неогена, простирающимися в ЗЮЗ–ВСВ направлении, неглубоко расчлененные, почти равнинные пространства перекрыты маломощным покровом четвертичных отложений (справа внизу расчлененная поверхность среднечетвертичной террасы). Стрелки указывают местоположение активных разломов: СК – Северо-Кыркунгейский разлом (у северного подножья гряды Кыркунгей), ЮК – Южно-Кыркунгейский разлом. Уступы поднятых крыльев разломов вызывают подпруживание и искривление речных потоков, стекающих со стороны Атбашинского хребта (сверху за пределами снимка) к реке Аксай-западный (внизу за пределами снимка). Деформации отчетливо проявлены в строении голоценовых пойм и русла р. Джолбогошты (в левом нижнем углу) и других рек

Северо- и Южно-Кыркунгейский разломы пересекают аллювиальные террасы стекающих с Атбашинского хребта рек и выражены в рельефе в виде резких уступов и смещений относительно небольших эрозионных ложбин (сайков) в нескольких местах. И Северо- и Южно-Кыркунгейский разломы падают к югу, в направлении обратном Южно-Атбашинскому разлому. Можно предположить, что падающие к югу разломы формируют структурный угол [Naar, Suppe, 1994], который протягивается во впадину и соединяется с падающим к северу Южно-Атбашинским разломом на глубине.

Северо-Кыркунгейский разлом

Этот разлом смещает голоценовые конусы выноса и террасы между долинами Джолбогшту и Кашкасу. В других местах вдоль разлома доказательства современного поверхностного разломообразования отсутствуют или неясны; вероятно, в некоторых местах разлом не выходит на поверхность или состоит из нескольких коротких сегментов. Линейный ряд складок к северо-востоку от него показывает, что активные деформации продолжаются вдоль простираения разлома.

Уступ высотой $1 \pm 0,5$ м смещает низкую террасу высотой 2 м над руслом Кашкасу. Возраст террасы и падение разлома неясны. Так как смещенная терраса ниже террас, коррелирующихся с моренами последнего оледенения, развитыми выше по течению, мы полагаем ее послеледниковый возраст и предполагаем, что она сформировалась примерно 6–12 тыс. лет назад. Характерные соотношения линии разлома с рельефом позволяют предполагать его пологое падение. Трапецидальное распределение вероятного угла падения с максимумом вероятности между 20 и 40° дает скорость смещения, равную $0,1(+1,1 / -0,07)$ мм/год. Хотя мы видели свидетельства современных поверхностных нарушений вдоль трассы разлома, величина кумулятивного смещения, проявленная на более древних позднечетвертичных поверхностях, составляет не более нескольких метров и позволяет предполагать, что скорость позднеплейстоцен-голоценовых смещений здесь очень мала.

Южно-Кыркунгейский разлом

Южно-Кыркунгейский разлом расположен в 2–3 км южнее Северо-Кыркунгейского и простирается параллельно ему (рис. III.2.14). Разлом смещает широкую террасу высотой 40–75 м над современным руслом рек Кашкасу и Богошты-Кашкасу. Многие саи, пересекающие разлом, левостороннее смещены вдоль его уступа на величину около 1–2 м, что свидетельствует о наличии левосторонней сдвиговой компоненты. Прямолинейность разлома на карте говорит о крутом падении его сместителя. В расчете скорости смещения было использовано трапецидальное распределение с максимальной вероятностью между 30 – 70° Ю.

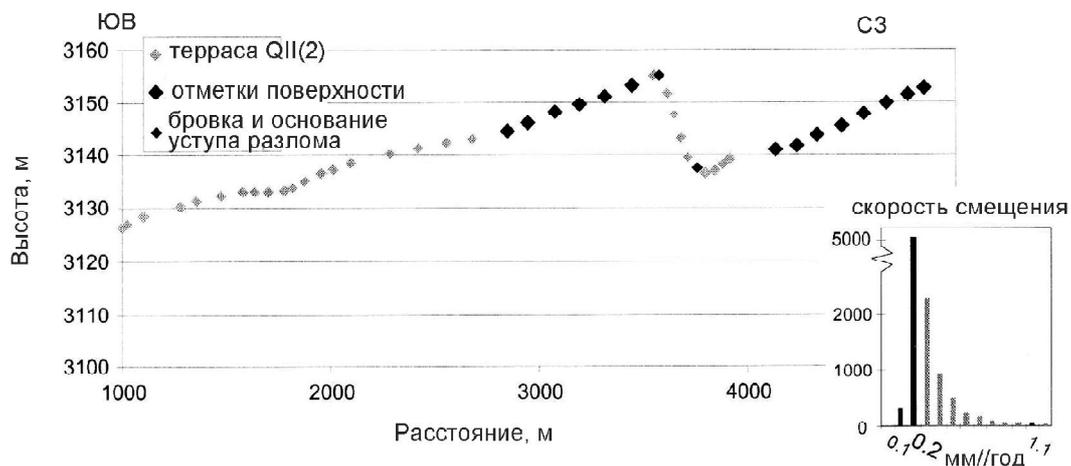


Рис. III.2.14. Профиль поверхности террасы Q_{II}^2 в зоне Южно-Кыркунгейского разлома. Гистограмма показывает вероятностное распределение скорости смещения

Возраст смещенных террас определяется исходя из стратиграфических соотношений и корреляции с датированными террасами в других межгорных впадинах. Анализ аэрофотоснимков и полевые наблюдения показывают, что морены последнего оледенения перекрывают террасы, которые коррелируются с одной из замеренных нами. Стратиграфические взаимоотношения, высота и вид террасы указывают на ее среднеплейстоценовый (Q_{II}^2) возраст. Предполагая, что цикловые террасы в разных районах Тянь-Шаня формировались синхронно, мы оцениваем его в 141 ± 17 тыс. лет. Параметры, описанные выше, дают скорость смещения для Южно-Кыркунгейского разлома в $0,2(+0,9/-0,1)$ мм/год.

Таким образом, описанными выше методами были рассчитаны скорости смещения по восьми основным активным разломам Тянь-Шаня. В нескольких точках были замерены величины смещения вдоль одного разлома для того, чтобы количественно оценить изменчивость этой величины. По результатам геологического картирования эти восемь разломов характеризуются наивысшими скоростями движений в позднечетвертичное и голоценовое время по меридиональному разрезу, пересекающему Северный и Центральный Тянь-Шань. Скорости смещения по падению на отдельных разломах варьируют от 0,2 до 3,1 мм/год. Эти смещения компенсируют значительную часть субмеридионального сокращения коры Центрального Тянь-Шаня. Максимальные величины позднеплейстоцен-голоценового сокращения отмечены в пределах Кочкорской и Нарынской впадин, расположенных в центре Тянь-Шаня. Наименьшее сжатие характерно для самой южной и топографически самой высокой Западно-Аксайской межгорной впадины.

Отметим, что использованные методы позволяют оценить компоненту смещения по разломам только в направлении падения (или восстания) их сместителей. Из этого не следует, что горизонтальная (сдвиговая) составляющая отсутствует. На основании рассмотренных данных и имеющихся методик она просто не могла быть оценена количественно. В определенной мере это восполняется данными, полученными геодезическими методами, которые изложены в специальной главе.

III.3. ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ И ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТЬ

Палеосейсмодислокациям Памиро-Тяньшанской области, т.е. деформациям, генетически связанным с землетрясениями более или менее далекого (доисторического) прошлого, сохранность и расположение которых не позволяет отнести их к известным зарегистрированным сейсмическим событиям, посвящено большое число публикаций [Губин, 1960; Кучай, 1969, 1971, 1973а, б, 1977, 1981а, б; Утиров, 1975, 1978, 1988, 1991, 1993; Ходжаев, 1976, 1985; Макаров, 1977; Макаров, Скобелев, 1977; Никонов, 1977; Ding Guoyou, 1984; Ситдинов, 1985; Чедия, Корженков, 1986, 1997; Чедия и др., 1994; Feng Xianyue, 1987; Абдрахматов и др., 2001а; Абдрахматов, Лемзин, 1990; Абдрахматов, 1995; Корженков, 1988, 1997, 2000; Корженков, Чаримов, 1993; Трифонов и др., 1988, 1990, 1999; Trifonov et al., 1992; Омуралиев, Чаримов, 1990; Чаримов, 1991; Ярмухамедов, 1991; Ярмухамедов, Ирушкин, 1991; Стром, 1993, 1999; Avouac et al., 1993; Yin et al., 1998; Thompson et al., 2002]. Приведенный перечень работ, посвященных палеосейсмодислокациям Памиро-Тяньшанской области, не исчерпывает всего множества публикаций по этому вопросу. В некоторой хронологической последовательности в нем приведена лишь часть работ, которая демонстрирует широкий и неослабевающий интерес к этим дислокациям. На основе их изучения были выделены новые сейсмогенерирующие участки и зоны возможных очагов землетрясений, уточнена максимальная балльность землетрясений и другие сейсмические и сеймотектонические параметры.

Проведенные в последние годы детальные исследования зон ряда активных разломов Тянь-Шаня со вскрытием их канавами (метод “тренинга”) позволили получить новые данные не только об особенностях строения активных разломов и кинематике движений вдоль них, но и, что особенно важно, о палеосейсмичности, о повторяемости сильных древних землетрясений в этом регионе и другие сведения, проливающие свет на его современную геодинамику [Абдрахматов и

др., 2001а, б; Thompson et al., 2002]. В качестве примеров рассмотрим с этой стороны некоторые из ныне активных разломов, описанных в предшествующем разделе. Это – Иссык-Атинский разлом, расположенный в пределах внешней сейсмически высоко активной северной зоны горного пояса, и расположенные в сейсмически менее активной и менее охарактеризованной в этом отношении внутренней части Центрального Тянь-Шаня Ойнакджарский разлом в Атбашинской впадине и Кажыртинские разломы в Нарынской впадине. В нижеприведенные описания отдельных объектов включены различного рода детали, которые имеют методико-технологическое значение, но, с другой стороны, они показывают теснейшую связь с эндогенной геодинамикой комплекса процессов экзогенного ряда.

Иссык-Атинский разлом (Чуйская впадина)

Судя по характерным особенностям разных частей разлома в его пределах выделяется пять сегментов (см. рис. III.2.2а).

Сегмент А этого разлома протягивается между долинами рек Аксу и Сокулук. Он активизировался при Беловодском землетрясении 1885 г. с $M=6,9$. При этом образовался протяженный поверхностный разрыв, простирающийся вдоль предгорий примерно на 22 км с вертикальным смещением крыльев, достигающим 2–3 м [[Игнатъев, 1886]]. По данным тренчинга, разлом представляет собой надвиг, падающий на юг под углом 25° .

Сегмент Б протяженностью около 35 км включает в себя отрезок разлома от долины р. Сокулук на западе до долины р. Аламедин на востоке. В пределах этого сегмента отмечается смещение голоценовых террас, а величина смещения позднеплейстоценовой террасы достигает 7 м. При Беловодском землетрясении смещений на этом участке разлома не отмечалось, но имеются признаки предшествующих смещений. По данным “тренчинга”, разлом представляет собой надвиг, падающий к югу под углом 19° , осложненный опережающими разрывами в поднятом крыле.

Сегмент В протягивается на 37 км от долины р. Аламедин до долины р. Иссык-Ата. Отсутствие отчетливого уступа на этом отрезке разлома в месте пересечения им молодых конусов выноса временных потоков, стекающих с северного склона низких предгорий, может свидетельствовать либо о затухании голоценовой активности разлома, либо о повышенной активности эрозионных и аккумулятивных процессов в этом районе. Последнее может быть связано с крутым крылом Серафимовской антиклинали, сложенным легко размываемыми неогеновыми отложениями.

Сегмент Г протяженностью 20 км своей восточной границей имеет долину р. Бурана. Для него характерно отсутствие смещений после формирования раннеголоценовой террасы (10–12 тыс. лет). Это отчетливо устанавливается в долине р. Иссык-Ата, где галечниковый покров террасы этого возраста смещениями по этому разлому, проявленному в нижележащих отложениях, не нарушен. Такое же соотношение наблюдается и в долине р. Бурана.

Сегмент Д протяженностью более 35 км охватывает восточную часть разлома. Активных движений на протяжении позднего плейстоцена-голоцена в приповерхностной зоне этого участка не обнаружено, хотя имеются геофизические доказательства существования нарушения в фундаменте впадины.

В процессе детальных исследований Иссык-Атинский разлом был вскрыт траншеями в пределах сегментов А и Б. Рассмотрим полученные результаты подробнее.

Сегмент А. Детальная топографическая карта (рис. III.3.1, вклейка) показывает поверхность террасы Q_{III}^2 , смещенную в результате подвижек в зоне разлома, и врезанные в нее молодые локальные террасы, также являющиеся результатом тектонических дислокаций. Профили, проведенные поперек тектонического уступа (рис. III.3.2), показывают, что величина общего смещения террасы Q_{III}^2 составляет 6,3 м. Профиль дна небольшой балки, пересекающей уступ чуть восточнее траншеи, и профиль, пройденный вдоль очень узкой террасы, закартированной на ее склоне, показывают вертикальное смещение 1,5 м. По всей видимости, эта величина связана со смещением

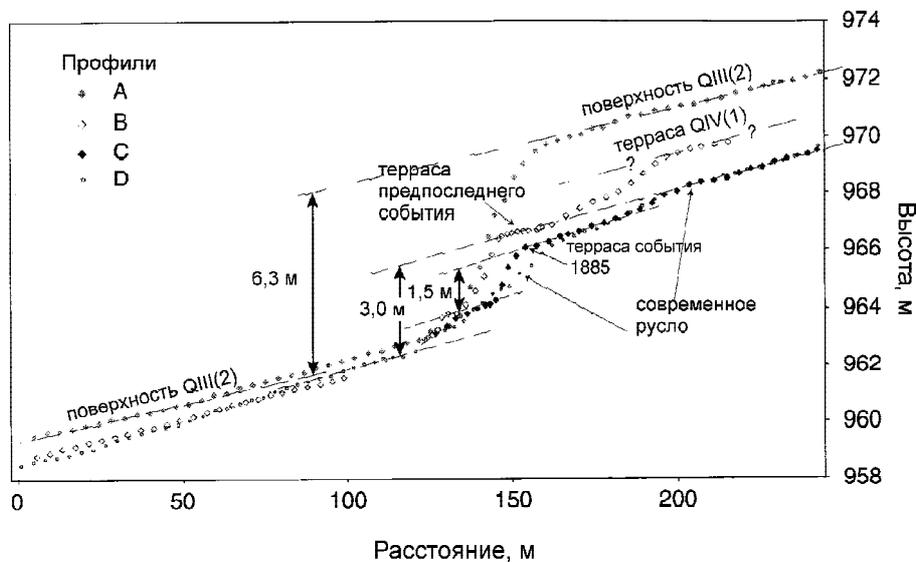


Рис. III.3.2. Профили террас, выработанных в пределах небольшого лога, врезанного в поднятую поверхность террасы Q_{III}^2 . Полуметровый уступ поперек самой молодой врезанной террасы был сформирован землетрясением 1885 года. Более высокая терраса, сохранившаяся близко к уступу, смещена на 3.0 м над поверхностью опущенной части террасы Q_{III}^2 . Общее вертикальное смещение на 6.3 м террасы Q_{III}^2 возникло, по-видимому, в результате 4-х событий, равных по силе землетрясению 1885 года, которое имело смещение 1,5 м.

при Беловодском землетрясении 1885 г. [Игнатьев 1886]. Эта локальная терраса прослеживается вверх по балке до 20 м.

Другая локальная терраса, развитая в поднятом крыле, имеет смещение 3 м над опущенной поверхностью террасы Q_{III}^2 (профиль В на рис. III.3.2). Это смещение, по-видимому, включает в себя смещение, произошедшее при землетрясении 1885 года, и предшествующее (предпоследнее) смещение. Длина террасы около 20 м, и ее поверхность проектируется на дно балки в 50 м южнее уступа разлома, что указывает на положение дна балки перед предпоследним событием. Таким образом, изломы в современном профиле дна балки, видимо, представляют собой этапы регрессивной эрозии, связанные с разными землетрясениями. Высота между изломом, связанным с землетрясением 1885 г., и изломом, сформировавшимся при предпоследнем событии, однако меньше, чем предполагаемое вертикальное смещение при предпоследнем событии (1,5 м). Для снятия этого противоречия необходимо предположить, что небольшой конус выноса, сформированный севернее устья балки, был образован после предпоследнего события, но перед землетрясением 1885 г.

В 50 м южнее разлома расположена узкая врезанная терраса Q_{IV}^1 . Неясно, являются ли смещения этой террасы следствием смещений по разлому, происшедших перед предпоследним событием, или ее формирование произошло в результате климатических изменений. Вертикальное смещение террасы Q_{IV}^1 над поверхностью опущенного крыла террасы Q_{III}^2 составляет 4,5 м, что предполагает наличие еще одного события со смещением 1,5 м.

В стенке траншеи (рис. III.3.3, вклейка) вскрыт сместитель разлома, падающий под углом 25–26° к югу. По нему деформированные аллювиальные галечники террасы Q_{III}^2 надвинуты на серию тонкозернистых коллювиальных и галечных аллювиальных слоев. Так как траншея не пересекала весь уступ террасы Q_{III}^2 , величину полного смещения оценить не удалось. Древнейшей стратиграфической единицей, обнаженной в стенке траншеи, является гравийно-галечная толща с крупнозернистым заполнителем (рис. III.3.3, слой 10). Залегание отдельных галек указывает на то, что направление течения водного потока было северным и накопление осадков происходило во время намывания террасы Q_{III}^2 .

Слой 10 перекрыт 25-сантиметровым слоем суглинка и суглинистого песка (20). В нем имеются включения плохо окатанного гравия, который более обилен в нижней 10-сантиметровой части. Здесь отмечаются карбонатные “примазки”. Суглинок и тонкозернистый песок с похожим составом и карбонатными примазками имеется и в поднятом крыле, однако, здесь эта толща была, по-видимому, частично переработана. В шурфе, пройденном в 20 м юго-западнее траншеи на поверхности террасы Q_{III}^2 , установлено, что слой суглинка и тонкозернистого песка с подчиненным содержанием гравия и грубозернистого песка, толщиной 1,6 м, перекрывает галечники речной террасы. Осадки в шурфе показывают наличие биотурбаций, особенно в верхней части (примерно 70 см). Слой 20, вероятно, содержит в себе паводковые отложения террасы Q_{III}^2 , перекрытые лессами и локально нарушенные биотурбациями.

Четыре аллювиальные толщи (30, 50, 53, 55), обнаженные в лежачем крыле разлома, представляют собой отложения соседних с траншеей эфемерных логов или овражков. Они представлены гравийно-галечными накоплениями с грубопесчаным заполнителем. Волнистый нижний контакт свидетельствует о наличии размыва. Красный оттенок заполнителя и отсутствие располагающихся “внахлест” (черепицеобразно) галек позволяют выделять до 4-х слоев в заполнителе толщи 10. Толща 70 имеет обильные включения гравия и волнистый нижний контакт.

В стенке траншеи обнажаются две похожих толщи, состоящих из песка и суглинистого коллювия с редкими включениями гравия и линз грубозернистого песка (40 и 60, рис. III.3.3.). Эти толщи формируют массивный “коллювиальный клин”, расположенный вблизи уступа. Заполнитель обеих толщ слабо реагирует на разбавленную соляную кислоту (HCl), что свидетельствует, вероятно, о погребенном почвенном горизонте.

Толща 80 отличается от слоев 60 и 70 цветом заполнителя (коричневым в 80-й и желтовато-коричневым в 60-й и 70-й), а также различием в содержании карбонатов (толща 80, в отличие от 60-й, не реагирует на HCl). Верхняя часть толщи 60 не имеет заметных изменений в цвете или консистенции, что могло бы свидетельствовать о формировании почвы. В свою очередь, толща 80 включает в себя почву. Толща 100 состоит из галечника с грубозернистым песчаным заполнителем и подчиненным содержанием суглинистого материала, в отличие от нижележащего слоя 10. Толща 110 отличается от широко распространенной толщи 20 тем, что имеет несвязную консистенцию и не так сильно реагирует с HCl, что говорит о меньшей степени карбонатизации.

Для определения абсолютного возраста отложений были отобраны остракоды и костные остатки, а также взяты образцы суглинка. Широкий спектр полученных возрастов (15800–3300 лет) не имеет стратиграфической последовательности. Это может быть связано с тем, что либо остракоды зарывались глубоко в нижележащие слои во время зимней спячки [Zhou et al., 1999], либо они, находясь на склоне уступа, могли попадать в нижележащие слои во время тектонических движений [Lozek, 1990]. Имеются также и другие возможные причины [Goodfriend, 1987]. Если исключить возможность загрязнения раковин остракод древним углеродом, то наиболее древний возраст найденных нами образцов свидетельствует о нижнем возрастном пределе, когда поверхность перестала испытывать воздействие речных потоков. Древнейшие остракоды, остатки которых собраны нами в кровле толщи 60, имеют калиброванный возраст 14400–15800 лет.

Образцы для термолюминесцентного анализа были отбраны из шурфа, пройденного в поднятом крыле разлома. Суглинок, отобранный в 50 см выше контакта с речным галечником, имеет возраст $21,6 \pm 0,9$ тыс. лет, что примерно на 6000 лет древнее радиоуглеродного возраста. Причиной аномально древнего возраста образца могут быть особенности осадконапления [Little et al., 1998]. С другой стороны, этот возраст может свидетельствовать о том, что конус выноса долины р. Сокулук был покинут речными потоками на несколько тысяч лет раньше, чем произошел эрозионный врез.

Остаток кости в толще 70 имеет калиброванный возраст 2300–2700 лет, что позволяет оценить максимальный возраст перекрывающей толщи 80. Однако, скорлупа остракод, найденная в подошве толщи 80, имеет возраст 3300–3900 лет. Она могла быть переотложена, так же как и скорлупа в толще 60. Если эти остатки в толще 80 были отложены перед ее накоплением, то они должны

иметь достаточно много древнего углерода для того, чтобы быть по меньшей мере на 600–1600 лет древнее вмещающей толщи. Это противоречие наблюдается везде, где возраст определялся по скорлупе остракод [Goodfriend, 1987; Zhou et al., 1999].

Разница в высотах террас, отмеченная нами в небольшой балке, рассекающей тектонический уступ, свидетельствует о 4-х событиях, каждое из которых имело 1,5 м вертикального смещения (рис. III.3.4). Последовательность накоплений, отмеченная нами в стенке траншеи, позволяет говорить, по крайней мере, о 3-х событиях, которые отражены в формировании коллювиальных клиньев. Погребенный почвенный горизонт в толще 80 и коллювий толщ 100 и 110 образованы, по всей вероятности, в результате обрушения уступа во время землетрясения 1885 г. или вскоре после его формирования. Зная высоту уступа (1,5 м) и угол падения разлома (25°), можно рассчитать величину смещения при этом землетрясении, составляющую 3,5 м (см. рис. III.3.4).

Хотя в толще 60 погребенной почвы, по всей видимости, нет, перекрывающая толща 80 может представлять собой коллювий, снесенный с уступа, образованного при предпоследнем землетрясе-

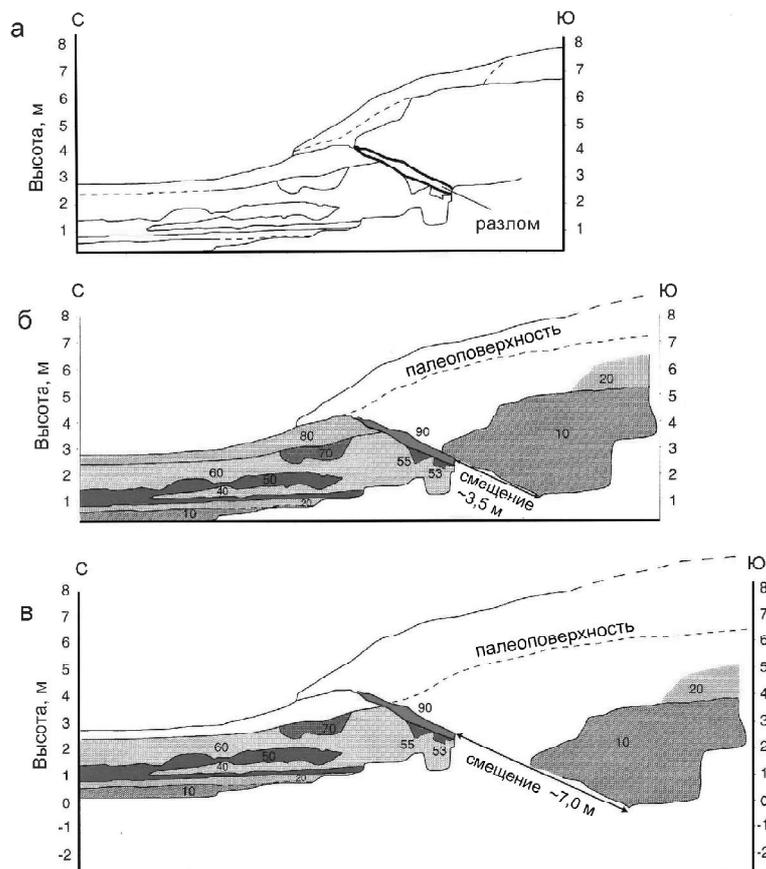


Рис. III.3.4. Реконструкция смещений, вскрытых в траншее

а) Контуры основных стратиграфических контактов и зона разлома (по рис. III.3.3).

б) Реконструкция смещения и предполагаемого положения палеоповерхности перед землетрясением 1885 года. Реконструкция базируется на полутораметровой высоте уступа, показанного на рис. III.3.2 и угле падения плоскости разлома 25°.

в) Реконструкция предпоследнего события и предполагаемой палеоповерхности. Реконструкция использует 3-метровую высоту уступа, показанного на рис. III.3.2, и того же наклона плоскости сместителя разлома. Горизонтальная шкала в м, без вертикального увеличения

нии. Отсутствие грубых фаций вблизи уступа является довольно необычным явлением и свидетельствует, вероятно, о том, что основной материал, снесенный с уступа, состоит из перекрывающего коллювия. Альтернативным вариантом является возможность аккумуляции тонкозернистых эоловых осадков у подножья уступа. Коллювий, снесенный с уступа при землетрясении 1885 г., также не имеет гравийных фаций в опущенном крыле. Если отложение толщи 80 совпадает с предпоследним землетрясением, то время его проявления может быть датировано возрастом костных остатков, найденных в толще 70, т.е. 2300–2700 лет. Остаток смещения в 3,5 м (см. рис. III.3.4) равен величине смещения при землетрясении 1885 г. и совпадает с интерпретацией террасового профиля (см. рис. III.3.3).

Свидетельства предшествующих событий менее ясны, так как недостаточно хорошо выявляются несогласия в стратиграфии опущенного крыла, которые разделяли бы коллювиальные клинья. По меньшей мере, одно предыдущее событие должно было иметь место для того, чтобы создать рельеф, необходимый для отложения толщ 30–70. В таком случае, это событие имело 7–8 м смещения, для того чтобы разместить общее смещение в 6,3 м, проходящее вкост террасы Q_{III}^2 (см. рис. III.3.4). Терраса Q_{IV}^1 , которая сформировалась как результат изменения локального базиса эрозии, последовавшего за землетрясением, предполагает существование двух событий перед предпоследним землетрясением.

Таким образом, профили и данные “тренинга” показывают, что два землетрясения с одинаковым смещением в 3,5 м имели место в течение последних 2300–2700 лет. Вертикальные смещения террас Q_{III}^2 и Q_{IV}^1 свидетельствуют о четырех событиях с одинаковой величиной смещения в течение последних 15–21 тыс. лет. Хотя интервал между землетрясением 1885 г. и предшествующим событием составляет около 2,5 тыс. лет, средний интервал для четырех событий составляет 3,8–5,2 тыс. лет.

Сегмент Б. В его пределах в долине р. Аламедин была пройдена траншея длиной до 20 м и глубиной до 9,5 м [Чедия и др., 2001]. Между палевыми суглинками аллювиальной толщи террасы Q_{III}^2 имеется три коллювиальных клина, расположенных между сместителями надвига. Самая древняя почва, сформированная до образования нижних плоскостей надвига, имеет возраст более 5000 лет (5130 ± 50 и 5250 ± 60). Возраст почвы в нижней линзе коллювия составляет 2830 ± 50 лет. Таким образом, первое землетрясение произошло где-то между этими возрастными рубежами.

Верхняя линза коллювия содержит почву с датировкой 1850 ± 40 лет. Стало быть, образование среднего “клина” и надвиговых перемещений по его ограничению, а также постели и кровли верхнего “клина” произошло между тремя и двумя тысячами лет тому назад. Таким образом, в течение одного тысячелетия произошло 4 землетрясения, вызвавших поверхностные смещения, что дает повторяемость – одно событие в 250 лет. Кровля верхней линзы, образованная верхним сместителем, естественно, моложе сохранившейся в ней почвы (позже 1850 лет). Верхний возрастной предел этого последнего перемещения определить трудно, поскольку отсутствуют датировки. Ясно, что за последние две тысячи лет в пределах рассматриваемого сегмента произошло только одно сильное событие.

Величина перемещения висячих крыльев вдоль сместителей к северу во всех случаях довольно близка: от 240 до 290 см и в сумме составляет 700 см. Средняя скорость смещения равна 2,5 мм/год. Скорость позднечетвертичных смещений, оцененная по геологическим данным очень близка к этой величине.

Сейсмотектоническая позиция сегмента В неясна. Наличие эпицентров умеренных землетрясений, антиклинальная деформация позднеплейстоценовых террас в пределах Серафимовской антиклинали свидетельствуют об активности этого сегмента. Однако оценить скорость смещения крыльев Иссыкатинского разлома здесь не представляется возможным.

В пределах сегментов, расположенных восточнее долины р. Иссык-Ата, сейсмотектонических дислокаций, нарушающих поверхность голоценовых террас, не обнаружено. Это значит, что на протяжении последних 10–12 тыс. лет сильных землетрясений, которые привели бы к поверхностным разрывам, здесь не происходило. Эпицентр Баласагунского землетрясения 1475 г. с $M=6,4$, по

всей видимости, был приурочен к активным разломам торцового сочленения Шамсинского дизъюнктивного узла [Чедия и др., 1994].

Таким образом, рассмотренные выше данные показывают, что наиболее опасными в сейсмическом отношении являются сегменты А и Б Иссыкатинского разлома. В их пределах в недалеком геологическом прошлом происходили сильные землетрясения, приводившие к разрывам земной поверхности. Следует полагать, что сейсмическая активность будет продолжаться здесь и в будущем. Попробуем оценить вероятность возникновения очагов сильных землетрясений и их возможную магнитуду в пределах указанных сегментов, используя для этого имеющиеся данные о скоростях разрывных смещений. При этом полезно применить концепцию “характерного” землетрясения [McCalpin, 1996], согласно которой данный сегмент может вспарываться эпизодически на одинаковую величину при землетрясениях одинаковой силы. Границы сегментов контролируются определенными барьерами в плоскости разлома, которые не позволяют ему распространяться дальше. Используя соотношение между магнитудой землетрясения (M) и длиной вспарывания (L_{max})

$$M = 6,03 + 0,97 \lg L_{max},$$

выведенное из известных исторических событий [Уломов, 1974], получим, что для сегмента А, имеющего протяженность 22 км, максимальная магнитуда возможного землетрясения составит 7,33, а для сегмента Б – 7,52.

В пределах сегмента Б произошло два сильных землетрясения, известных в письменной истории: Беловодское 1885 года с $M=6,5-7,5$ и Беловодское 1770 года (± 10 лет) с $M=6,0(?)$. Землетрясение 1770 г. не вызвало поверхностных разрывов и не зафиксировано в стенках траншеи. Интервал времени между ними составляет 115 ± 10 лет. Из опыта сеймотектонических исследований известно [Никонов, 1977; McCalpin, 1996], что средняя повторяемость сильных землетрясений зависит от скорости накопления энергии упругой деформации. Применяя зависимости, предложенные В.И. Уломовым, получаем, что сегмент А Иссыкатинского разлома со скоростью перемещения крыльев в 1,2 мм/год способен продуцировать землетрясения с $M=6,9$ с повторяемостью 1 событие в 120 лет, а землетрясения с $M=7,33$ – 1 событие в 180 лет. Сегмент Б со скоростью смещения крыльев разлома равной 2,5 мм/год способен продуцировать землетрясения с $M=7,52$ с повторяемостью 1 событие в 130 лет. При этом, по всей видимости, на сегменте Б сейсмические события “кластеризуются”, т.е. в узком временном интервале происходит несколько сильных событий, а затем наступает период относительного затишья (четыре землетрясения в период между 2-мя и 3-мя тысячами лет назад и одно за последующее время). Возможно, такой же тип сеймотектонического режима характерен и для сегмента А.

Более подробный сценарий развития сейсмичности с учетом возможности перекрытия сегментов, оценкой вероятности возникновения событий разной силы, с учетом неясностей в определении возраста событий может быть разработан на основе более детальных исследований по определению абсолютного возраста событий при вскрытии разлома новыми траншеями.

Ойнакджарский разлом (Атбашинская впадина)

В зоне этого разлома в стенке траншеи обнаружена последовательность аллювиальных и коллювиальных накоплений голоценового возраста, нарушенная четырьмя разрывами (рис. III.3.5, вклейка). Самая древняя пачка, обнаженная в стенке, представляет собой слоистый аллювий (перемежающиеся грубые пески с гравием, галечниками и мелкими валунами). Имеются линзы песчанистого суглинка с отдельными включениями гальки. Эта пачка перекрыта двумя слоями тонкозернистого песка, мощностью 15–30 см с редкими включениями гравия (слои 20 и 40), разделенные грубозернистыми песками и галечниками мощностью до 15 см (слой 30). Указанные слои обнажа-

ются в поднятом крыле и коррелируются со схожими осадками в опущенном крыле, обнаруженными в шурфе, пройденном в дне траншеи (см. рис. III.3.5). Образцы угля, отобранные в слое 20 поднятого крыла, имеют возраст 9600–10500 лет.

Полутораметровый слой 50 переслаивающихся грубообломочных песков и гравия перекрывает осадки толщи 40. Контакт между слоями 50 и отложений стратиграфической единицы 60 маркируется тонкослоистым прослоем суглинка, который продолжается в поднятом крыле, но не обнаружен в опущенном. Выклинивающаяся к югу толща 60 схожа с нижележащими толщами 10 и 50. Она представлена плохо сортированными грубыми песками и гравием с включениями гальки и суглинистым заполнителем. Образцы, отобранные из базального суглинка в зоне разлома на ^{14}C , дают возраст 9000–9300 лет.

Включения обломков присутствуют и в толще 70, пересекающей разрыв и представленной грубыми песками с прерывистыми слоями суглинка (2–5 см). В ее пределах иногда встречаются крупногалечные слои (75). Два образца угля, отобранные из почвы в основании перекрывающей толщи 80, дали возраст 7800–7900 лет. В поднятом крыле толща 80 отсутствует.

Стратиграфическая единица 90 представлена клинообразной толщей суглинка, тонко- и среднезернистого песка. Два образца, отобранные из ее кровли и подошвы, показали, что эти отложения формировались в течение среднего голоцена (см. рис. III.3.5). Нижний образец дал возраст 7000–7300 лет. А верхний, отобранный в 30 см ниже верхнего контакта – 3500–3700 лет. Клинообразная форма и отсутствие перекрывающего песчанистого гравия показывают, что толща 90, вероятно, является отложениями временного потока, расположенного немного восточнее траншеи. Линия, трассируемая на восточной стенке, протягивается по меньшей мере на 1,5 м южнее самого северного разрыва. Эта линия, состоящая из камней и представляющая, по-видимому, древнюю дневную поверхность, маркирует нижний контакт коллювиальной толщи 93, которая в других случаях идентична толще 90. Пологозалегающий нижний контакт толщи 93 виден на западной стенке. Толща 100 – самая молодая из обнаженных в траншее – протягивается через уступ. Она представлена суглинистым коллювием с локальным включением грубого песка и имеет признаки почвенного горизонта.

В стенках траншеи можно видеть свидетельства многократных смещений по четырем надвигам. Наибольшие из указанных смещений происходили по северному разрыву, падающему на север под углом 29° (D на рисунке III.3.5). Клинообразные песчаные отложения и гравийно-галечники, совпадающие с этим разрывом на восточной стенке (толща 95), имеют инъекционный характер. Продольные профили древних террас в поднятом крыле показывают падение их поверхности в 6° . Локальная терраса, которая заканчивается близ северного конца траншеи, имеет поверхность, падающую под углом $8,4^\circ$, что, как мы предполагаем, было близко к первоначальному уклону поверхности отложений в поднятом крыле. Рядом с разрывом эти толщи падают под углом 16° , что свидетельствует о пологой антиклинальной деформации. Ориентировка обломков и контакты толщ 20 и 40 показывают, что происходило приразломное складкообразование в зоне шириной до 1 м. В опущенном крыле разлома перевернутые толщи 60, 70 и 80 смяты в синклиналь. Тонкие линзочки коллювия в толще 20 и линзы аллювия и тонкослоистой супеси в толще 60 деформированы в зоне разрыва.

Три других разрыва в опущенном крыле (A, B и C) падают менее круто, чем разрыв D, и имеют меньшую величину индивидуального и общего смещения. Эти разрывы смещают слои 50–80 и пересекают нижнюю часть слоя 90. Они показывают большую величину смещения нижней границы слоя 70, чем нижней границы слоя 80. Это предполагает, что эти разрывы вспарывались, по меньшей мере, при двух событиях, хотя возможно, что в смещениях присутствовала большая сдвиговая компонента, и указанное различие является кажущимся. К примеру, кажущееся сбросовое смещение подошвы толщи 80 вкост разлома C может возникнуть благодаря косому смещению. Хотя наибольшие смещения возникали при дискретных подвижках по плоскости разломов, ступенчатый или выкручивающийся контакт слоев между разрывами показывает компоненту наклона и/или складкообразования при рассеянном срезании.

Изучение стенки траншеи позволяет предполагать от двух до четырех сейсмических событий, приведших к разрыву земной поверхности, хотя возможно, что их было больше. Наиболее позднее событие могло быть связано со смещением по северному разлому D, который срезает толщу 93. Результатом его является коллювиальный клин 95 на восточной стенке траншеи. Это событие произошло позднее 3600 лет. Грубый материал от разрушения толщи 95 возник на дневной поверхности, хотя корни растений и рыхлая консистенция показывают что толща 100 является почвенным горизонтом. Так как восточная стенка траншеи находится в непосредственной близости к оврагу, мы предполагаем, что толща 100 была эродирована на восточной стенке траншеи. Отметим, что линия из камней в подошве рассматриваемого слоя на западной стенке не смещена разрывом.

По меньшей мере одно предшествующее событие предполагается для северного разлома D. Если нижний контакт толщи 93, маркирующийся линией камней на восточной стенке, несогласно перекрывает перевернутую синклиналь в опущенном крыле разрыва D, тогда толща 93, похоже, представляет снесенный с уступа коллювиальный клин, отложенный после события и смятый в опущенном крыле в складку. К сожалению, взаимоотношения отложений, смещенных при двух событиях, перед наиболее поздним из них не совсем ясны.

Западная стенка содержит свидетельства двух событий на трех разрывах в опущенном крыле А-С. Каждый разрыв смещает подошву толщи 70 на большую величину, чем подошву толщи 80. Если не предполагать, что за видимые смещения ответственны большие горизонтальные смещения (сдвиги), то разница в смещении требует наличия, по меньшей мере, двух событий. Ранее из этих смещений имело место после отложения толщи 60 или позже 9000–9300 лет назад и перед отложением толщи 80, или ранее 7700–7900 лет назад (рис. III.3.6, вклейка). Похожая мощность слоев между толщей 20 и подошвой толщи 60 в опущенном и поднятом крыльях показывает, что значительных событий в период накопления этих толщ между 9000–10000 лет тому назад не происходило.

Позднее событие на разрывах А-С имело место позже 7700–7900 лет тому назад. Разрывы смещают подошву толщи 80 приблизительно настолько же, насколько и подошву толщи 90 (см. рис. III.3.6). Разрывы А-С не могли трассироваться внутрь толщи 90 выше их контакта с толщей 80. Видимое затухание разрыва кверху не может говорить о том, что толща 90 относит к более позднему сроку события на этих разрывах. Однако, так как смещение по разлому может оканчиваться в геологической среде ниже земной поверхности, нет свидетельств об уверенной датировке верхнего возраста позднего смещения на разрывах А-С.

Реконструкции, выполненные нами по данным траншеи на разломе Ойнакджар, показывают интерпретацию деформационного стиля и величины смещения вдоль отдельных разломов (см. рис. III.3.6). Первый шаг рассматривает деформацию, которая могла иметь место, если полное смещение происходило по разлому D (см. рис. III.3.6a). Смятие и смещение толщ вкрест разрыва D восстановлено в предположении, что их первоначальный наклон составлял $8,4^\circ$ к югу и совпадал с наклоном террасы, расположенной прямо над траншеей (рис. III.3.6a). Реконструкция предполагает приблизительно 4-метровое смещение по разлому и небольшую деформацию поднятого крыла. Как указано выше, мы предполагаем, что это смещение имело место при одном из трех событий.

На рисунке III.3.6б показана реконструкция предполагаемого наклона толщи 80 и реконструкция 3-метрового смещения вдоль разрывов А-С. Предполагается, что первоначальный наклон осадков изменялся от 8° в поднятом крыле до 5° в опущенном крыле. Именно такой наклон имеют поверхность конуса выноса и толщи в опущенном крыле. Мощность толщи 90 является гипотетической и представлена минимальной. Реконструкция показывает толщи 70 и 80, которые изменили мощность соответственно пологому рельефу над предшествующим уступом, видимом в подстилающем слое 60.

Реконструкция землетрясения, сформировавшего толщи 20-70, требует 2-метрового смещения на разломах А-С (рис. III.3.6с). Реконструированный наклон толщи 20 и 40 является более поло-

гим, чем наклон толщ 60 и 70. Разницы в величине наклона явно недостаточно для того, чтобы предположить третье событие на этих разрывах.

Таким образом, рассматриваемая траншея имеет свидетельства, по меньшей мере, двух землетрясений и дает возможность предполагать три или четыре землетрясения в течение последних 10000 лет. Два уникальных события, вероятно, возникали на разрывах А-С. Минимальное количество событий (два) означает, что предполагаемый выше контакт между толщей 93 и нижележащей опрокинутой синклиналью ложный, и реконструкция “а” и “в” на рисунке III.3.6 представляет одно и то же событие. Можно предположить также и три события, как показано на трех реконструкциях на рис. III.3.8, при условии, что реконструированные нами взаимоотношения толщ неправильны. В противном случае, необходимо признать, что два события произошли на разрыве D, и предположить возможность трех или четырех событий. Заметим, что три события возможны, если разрыв D смещался после реконструкции “а” и “б” или “а” и “в” на рисунке III.3.6.

Общее смещение вкост траншеи составляет 9 м. Реконструкция разрывов А-С предполагает, как минимум, 2–3-метровое смещение при каждом событии. Среднее смещение при каждом событии, если рассматривать два или четыре землетрясения, равно 4,5 м или 2,3 м соответственно.

Долина р. Кажыргы (Нарынская впадина)

Кажыргинский разлом, пересекающий вкост простирания комплекс позднеплейстоценовых террас, имеет признаки кумулятивного эффекта, когда повторяющиеся сейсмические события, которые имели место в течение последней 141 тыс. лет, были зафиксированы в величине смещения террас разного возраста.

Наиболее древняя терраса Q_{II}^2 имеет вертикальное смещение 65–90 м. Возраст террасы определен на основе корреляции ее с другими подобными террасами, возраст которых определен термолюминесцентным способом в 141 тыс. лет. Вертикальное смещение террасы Q_{III}^2 , пересеченной разломом, составляет 8–12 м. Определенный радиоуглеродным методом ^{14}C возраст образцов углей, отобранных на контакте галечника и покровных суглинков террасы, составляет 14100 лет. Высота террасы Q_{III}^2 в районе пересечения ее Кажыргинским разломом составляет 60–70 м.

Здесь имеются также две голоценовые террасы Q_{IV}^1 и Q_{IV}^2 , также нарушенные разломом. На террасе Q_{IV}^2 имеется два уступа, которые протягиваются параллельно разлому. По всей видимости, оба уступа являются сейсмогенными. Неглубокая траншея, пройденная вкост верхнего уступа, который простирается в направлении СВ 63° , вскрыла плоскость разлома, падающего под углом 13° к северу. Однако, падение разлома, видимое в террасовом уступе, разделяющем террасы Q_{III}^2 и Q_{IV}^2 , составляет около $29 \pm 5^\circ$. Вертикальное смещение, измеренное на западном конце террасы, там, где уступы сходятся, составляет примерно $5,5 \pm 0,3$ м.

Две еще более молодые голоценовые террасы дают возможность оценить смещение при отдельном землетрясении. Вертикальное смещение террасы Q_{IV}^3 равно $1,9 \pm 0,2$ м. Угол падения сместителя разлома, исходя из его положения над и под террасовым уступом, разделяющим террасы Q_{IV}^2 и Q_{IV}^3 , оценивается в $31^\circ \pm 4$ С. Видимое вертикальное смещение вкост террасы Q_{IV}^4 равно 0,9 м. Однако возможно, что уступ, смещающий террасу Q_{IV}^4 , на самом деле является не тектоническим, а эрозионным. Об этом может свидетельствовать растительность, развитая на поверхности террасы Q_{IV}^4 в поднятом крыле.

Предполагаемая терраса Q_{IV}^4 в опущенном крыле имеет высоту и галечную поверхность, похожие на галечниковый бар в русле. Хотя положение рассматриваемого уступа на террасе Q_{IV}^4 близко к уступу на террасе Q_{IV}^3 , их относительное пространственное смещение может говорить о падении разлома около $2-5^\circ$ к северу и резком изменении его простирания. Таким образом, более вероятно, что 1,9-метровый уступ на террасе Q_{IV}^2 был сформирован наиболее поздним событием и незначительно моделирован рекой.

Угол падения Кажыртинского разлома, равный 31° С, и уступ высотой 1,9 м, пересекающий террасу Q_{IV}^3 , позволяют оценить величину смещения по падению, которая составляет $3,7 \pm 0,5$ м. Если терраса Q_{IV}^3 смещена разломом, то это смещение представляет собой результат не более двух событий. Уступ высотой 5,5 м, пересекающий террасу Q_{IV}^2 , при указанном падении сместителя разлома мог быть сформирован при величине смещения по падению, равной $11,1 + 1,7/-1,3$ м, соответствующей трем землетрясениям, каждое из которых имело смещение около 3,7 м. 12-метровый уступ на террасе Q_{III}^2 был сформирован смещением по падению на величину около 24,5 м и подразумевает 6–7 событий, имевших место в течение последних 14100 лет. Приведенные аргументы, указывающие, что поведение землетрясений подчиняется гипотезе “характерного землетрясения” [Schwartz, Coppersmith, 1984], позволяют считать, что максимальный средний интервал повторяемости землетрясений составляет здесь 2000–2400 лет. Если уступ на террасе Q_{IV}^3 был сформирован двумя событиями с величиной смещения в 1,9 м, то наблюдаемые дислокации террасы Q_{III}^2 могут быть результатом около 13 таких характерных событий со средним интервалом повторяемости около 1100 лет.

Таким образом, палеосейсмические данные, полученные нашими специальными исследованиями в разных частях Северного и Центрального Тянь-Шаня (Чуйская, Нарынская и Атбашинская впадины), показывают, что здесь происходили сильные сейсмические события с периодом повторяемости 1000–5000 лет, которые приводили к возникновению поверхностных разрывов со средним смещением 2–4 м. Однако, эти данные не исключают возможности наличия и более слабых, и более сильных событий и не включают события, которые не приводили к появлению сеймотектонических нарушений. Методы, которые использовались для идентификации отдельных землетрясений, не позволяют установить слабые события или события с более коротким интервалом повторяемости. Многие исторические землетрясения на Тянь-Шане не имели поверхностных разрывов или же продуцировали разрывы, которые были намного короче реальной величины очага [Molnar, Ghose, 2000; Ghose et al., 1997].

Отметим, что, несмотря на определенные трудности в расшифровке стратиграфических доказательств землетрясений в траншеях и террасах, имеются палеосейсмические данные и исторические сведения для событий, приведших к разрывам земной поверхности с образованием уступов амплитудой 2–4 м, которые доказывают справедливость гипотезы “характерных” землетрясений.

В траншее, пройденной в долине р. Сокулук (Чуйская впадина), имеются детальные свидетельства 3,5-метровых смещений при Беловодском землетрясении 1885 г., при котором возник поверхностный разрыв протяженностью около 21 км [Игнатъев, 1886]. Магнитуда этого землетрясения, оцененная по его интенсивности [Новый каталог..., 1977], составляет $6,9 \pm 0,5$. Смещение по падению, измеренное в траншее (3,5 м), может свидетельствовать о том, что магнитуда этого события была завышена или, что смещение, измеренное в данном месте, было много больше, чем среднее смещение на разломе.

При Сусамырском землетрясении 1992 г. с $M=7,3$ общая длина поверхностных сеймотектонических разрывов не превышала 4 км, в то время как распределение афтершоков показывает, что область очага землетрясения имела ширину около 23 км и протяженность около 50 км при угле падения разлома около 50° к югу [Mellors et al., 1997]. Максимальное смещение, измеренное на восточном сегменте, составляло 4,2 м, а на трех отрезках западного сегмента колебалось от 1,8 до 0,8 м [Ghose et al., 1997]. Таким образом, максимальное смещение и высота уступа, возникшие при Сусамырском землетрясении 1992 г., согласуются с оцененными нами событиями, предполагаемыми на Исыккатынском, Ойнакджарском и Кажыртинском разломах. По аналогии можно предполагать, что на каждом из упомянутых разломов возникало событие с $M=7,3$.

Магнитуда палеоземлетрясений часто оценивается путем сравнения параметров поверхностных деформаций, возникавших при исторических землетрясениях с известной магнитудой, с дислокациями, которые, как предполагается, возникли при событиях прошлого [Никонов 1977]. Приложение таких эмпирических зависимостей к данным, полученным нами в Центральном Тянь-Шане, по ряду причин проблематично. Во-первых, хотя данные, представленные выше, позволяют

оценивать смещения при палеоземлетрясениях, регрессионные зависимости “магнитуда – смещение”, обычно используемые для взбросов [Никонов, 1977], не являются достоверными (значимыми) на 95% доверительном уровне [Wells, Coppersmith, 1994]. Во-вторых, замеры обычно делаются только в одном месте. Однако, как показано ранее [Carver, McCalpin, 1996; Стром, Никонов, 1999], величина смещения обычно варьирует вдоль разрывов, и требуется несколько измерений, чтобы иметь хорошую точность эмпирических зависимостей. Поэтому, хотя зависимости между длиной поверхностного разрыва и магнитудой землетрясения могут быть значимыми, ощущается недостаток данных по длине поверхностных разрывов палеособытий. Хотя перерывы в трассе разлома, изменения в ориентации разлома и пересечения активных складок и разломов могут быть потенциальными барьерами, препятствующими распространению разрывов, практика показывает, что оценки палеоземлетрясений, основанные на геологических или геометрических сегментах, плохо обоснованы [McCalpin, 1996; Hemphill-Haley, Weldon, 1999].

Тем не менее, учитывая приведенные замечания, отметим, что из эмпирических регрессий [Wells, Coppersmith, 1994] следует, что среднее смещение в 2–4 м соответствует землетрясениям с $M=7,2-7,4$, а если смещение в 2–4 м принять как максимальное, то землетрясениям с $M=6,9-7,1$. Предварительные данные показывают, что при палеосейсмических исследованиях обычно отбираются места, где смещение близко к среднему или максимальному и где основные особенности и параметры событий сохранились [Carver, McCalpin, 1996].

Для того, чтобы оценить повторяемость сильных землетрясений в Центральном Тянь-Шане, мы принимаем, что поведение активных разломов этой территории укладывается в рамки теории “характерного” землетрясения и что большая часть упругих напряжений в верхней коре реализуется проявлением событий со смещением по падению равным 2–4 м и магнитудой $M=6,9-7,4$. Эмпирическая зависимость между длиной разлома и моментной магнитудой [Wells, Coppersmith, 1994] предполагает, что землетрясение с $M=6,9-7,4$ продуцирует поверхностный разрыв длиной 49–65 км. Указанная зависимость предсказывает, что землетрясение с $M=7,3$ продуцирует разрыв протяженностью в 61 км, что близко к размерам очага Сусамырского землетрясения 1992 г. [Mellors et al., 1997].

Мы разделили активные разломы, закартированные нами в пределах Центрального Тянь-Шаня на 16 сегментов длиной 50–65 км и предположили, что каждый сегмент может вспарываться независимо. Для более протяженных разломов мы выбирали границы сегментов, основываясь на расстояниях от концов разлома или базируясь на изменениях в структурном стиле. Обозначим скорость смещения каждого сегмента как u . Для сегментов с измеренной скоростью вероятность распределения скорости будет U . Для других сегментов мы предполагаем величину u , основанную на скорости смещения по простиранию с неопределенностью ± 1 мм. Для сегментов Таласо-Ферганского разлома мы предполагаем скорость в 5–10 мм/год [Трифонов и др., 1990; Trifonov et al., 1992].

Вдоль каждого из n разломов мы предполагаем, что все смещение возникает при землетрясениях со смещениями s : $2 \text{ m} < s < 4 \text{ m}$. Повторяемость землетрясений R равна

$$R = \sum u_i - s_i.$$

Интервал повторения T равен $1/R$. Расчеты показывают, что события с $M=6,9-7,4$ возникают каждые 60–70 лет в пределах изученной области. С 1885 г. здесь произошло три землетрясения с поверхностными разрывами, но таких сильных событий не было в XIX столетии. Следовательно, на первый взгляд, указанный интервал повторяемости сравним с историческими данными. Однако необходимо иметь в виду, что в плохо населенных районах исторические записи обычно короче и менее полные, чем записи в более населенных районах.

III.4. ДАННЫЕ НАЗЕМНЫХ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ О СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Наиболее обстоятельно и систематически изучение современных движений земной коры Тянь-Шаня и Памира с помощью наземных геодезических средств и методов выполнялось, в основном, на ряде специальных научно-прогностических полигонов, которые были созданы в свое время вблизи крупнейших городов в связи с проблемами их сейсмической опасности и необходимости получения предупредительной информации (Алма-Атинский, Ашхабадский, Бишкекский (ранее Фрунзенский), Душанбинский, Ошский и Ташкентский полигоны), либо в других геодинамически интересных районах для решения комплекса научно-методических и прикладных геолого-геофизических и сейсмологических задач (Газлийский, Гармский, Нурекский, Рогунский, Талгарский, Файзабадский, Ферганский и др.). Наиболее продолжительными и плодотворными являются исследования на Алма-Атинском, Талгарском, Бишкекском и Гармском геодинамических обсерваториях-полигонах, расположенных соответственно на северной окраине Тянь-Шаня (первые два) и в зоне его сочленения с Памиром. Кроме того, такие измерения в комплексе с другими геолого-геофизическими наблюдениями выполнены в очаговых зонах ряда разрушительных землетрясений или на других обсерваториях в связи с этими же землетрясениями (например, Газлийскими 1976 и 1984 гг. в Центральных Кызылкумах).

Интереснейшие результаты всех этих исследований достаточно полно опубликованы в различных изданиях, в том числе специальных [Современные движения земной..., 1972, 1981; Современные движения и деформации..., 1983; Атрушкевич, Остропико, 1984; Газлийские..., 1984, 1986; Комплексные..., 1984; Геодезические..., 1985; Изучение..., 1986; и др.]. В целом, эти исследования дали много новых, в том числе принципиально новых, материалов для понимания современной геодинамики и сеймотектоники Центральной Азии. Так, были показаны широкий диапазон скоростей СДЗК (современных движений земной коры), изменяющихся в пространстве от первых миллиметров до первых сантиметров в год, непостоянство их во времени (в том числе по величине скорости и по направленности), далеко не обязательное соответствие СДЗК новейшим тектоническим движениям (в суммарном их выражении), а также формам рельефа. Установление корреляции некоторых особенностей СДЗК, проявленных на поверхности, с сейсмическими событиями, очаги которых находятся достаточно глубоко в недрах земной коры, убедительно свидетельствует о глубинной природе современных движений земной поверхности, и она (эта поверхность) достаточно уверенно рассматривается как индикатор геодинамических процессов.

Результаты наземных измерений, выполненных на геодинамических полигонах Центральной Азии, а также других областей, в общем, находятся в хорошем соответствии с рассмотренными выше данными о неотектонической структуре и геодинамических условиях ее развития и, как мы увидим ниже, с данными широкомасштабных панрегиональных измерений. Однако существенным недостатком является пространственная ограниченность даже крупных полигонов, которая не давала общей картины горообразующих деформаций земной коры в масштабе всего Тянь-Шаня с окружающими пространствами.

Современные движения земной коры по данным астрономических наблюдений

Самое древнее инструментально зафиксированное *научное* свидетельство современных движений земной коры Тянь-Шаня связано с деятельностью выдающегося деятеля средневековья Улугбека. Великий внук великого Тимура был известен и как признанный мировой авторитет в области астрономии [Щеглов, 1981]. В первой половине XV столетия в гор. Самарканде, главном горо-

де управляемого Улугбеком государства Мавераннахра, расположенного в междуречье Амударьи и Сырдарьи, им была построена астрономическая обсерватория, остатки которой являются теперь одним из памятников средневековья и объектом туристского интереса. На основе наблюдений, выполненных на этой обсерватории, был составлен один из уникальных звездных каталогов, который по времени его составления, количеству содержащихся в нем звезд и оригинальности наблюдений был вторым в истории астрономии после каталога Гиппарха – Птолемея, опубликованного во II в. н.э. Каталог Улугбека был признан крупнейшими астрономами и неоднократно публиковался в разных изданиях и странах.

Секстант или квадрант (мнения исследователей по этому поводу расходились) обсерватории Улугбека, главный ее инструмент, использовался главным образом для наблюдений меридиональных высот Солнца, необходимых для определения астрономических постоянных. Возможно, что им наблюдались также планеты и Луна. Назначение инструмента, по свидетельству В.П. Щеглова [1953, 1981], “требовало самой тщательной его установки в меридиане. По-видимому, это единственное на Земле материальное закрепление меридиана с наивысшей точностью, сохранившееся в течение почти пяти с половиной столетий”. Первоначальные координаты обсерватории, определенные самим Улугбеком и относимые к 1437 г., были: $\varphi=39^{\circ}37'23''$, $\lambda=99^{\circ}16'$ (исчисление долгот, принятое Улугбеком, отличалось от ныне принятого Гринвичского). Первые современные определения координат обсерватории, выполненные астрономом П.К.Залесским вскоре после ее обнаружения и раскопок в 1908–1909 гг., дали широту $\varphi=39^{\circ}40'37''.4$ и азимут оси инструмента $0^{\circ}29'.4$ (т.е. некоторое его отклонение от меридиана по часовой стрелке). По более поздним определениям, приводимым М.Е. Массоном [1941], азимут оси инструмента составляет $359^{\circ}57'$ (совсем незначительное отклонение в противоположном направлении, против часовой стрелки). Определения, выполненные В.П.Щегловым в июне 1941 г., показали долготу от Гринвича $\lambda=4^{\text{h}} 28^{\text{m}} 1^{\text{s}}.24 \pm 0^{\text{s}}.05$, широту $\varphi=39^{\circ}40'37''.2 \pm 1''.0$, практически одинаковую с результатом П.К. Залесского, а азимут осевой линии инструмента составил $10.4'$ (отклонение по часовой стрелке) [Щеглов, 1953]. Автор этих наблюдений полагал, что отклонение может быть следствием как точности установки самого инструмента (такая величина не могла влиять на точность измерений меридианных высот Солнца и планет, выполнявшихся самаркандскими астрономами), так и возможных деформаций установки, вызванных разными причинами за последующие 500 лет.

Позднейшие определения азимута оси инструмента были выполнены 10 и 31 мая и 25 сентября 1976 г. по инициативе академика Г.А. Мавлянова в связи с разрушительными землетрясениями в районе Газли в Центральных Кызылкумах, произошедшими 8.04.1976 г. ($M=7.0$) и 17.05.1976 г. ($M=7.3$) [Щеглов, 1977]. На этот раз азимут оси инструмента Улугбека составил $7'.5$, географическая широта обсерватории $\varphi=39^{\circ}40.62'$. Согласно азимутам, определенным в мае 1976 г. до и после второго землетрясения, по свидетельству В.П.Щеглова, не оставляет сомнения в том, что землетрясение не вызвало углового смещения материкового блока за пределы ошибок измерений, которые составляли 2–3". Расхождения же между результатами измерений азимута, полученными в 1941 и 1976 гг., автор относит к ошибкам измерений 1941 г., которые частично выполнялись 1'-ным теодолитом. $7'.5$ считается наиболее вероятным современным азимутом инструмента Улугбека.

Рассматривая возможные причины расхождений между исходной и нынешней ориентацией оси инструмента обсерватории Улугбека, В.П. Щеглов [1977] в качестве одной из них предполагал “*вращательные движения материкового блока*”, в пределах которого находится обсерватория. Это – весьма актуальное предположение, которое, кажется, осталось незамеченным специалистами, изучающими СДЗК и современную геодинамику. Для его подтверждения, очевидно, необходимо знать, с какой точностью определялось направление меридиана в эпоху Улугбека. В.П. Щеглов [1977] допускает, что эта точность была около $1'.5$ – $1'$. С такой же точностью определено современное положение оси инструмента в его теле, что подтверждается согласием в определениях ее азимутов в разные эпохи. “Таким образом, совместное влияние на азимут ошибок определения направления меридиана в эпоху Улугбека и ошибки несовпадения современной оси с осью, фиксирован-

ной при его постройке, может достигать 2'–2'.5. Отсюда следует, что изменение азимута ~5' можно рассматривать как реальное” [Щеглов, 1977, с. 888-889].

Итак, поскольку положение меридианов за рассматриваемый промежуток времени (539 лет) оставалось практически неизменным (поправка за вековое движение полюса в течение 550 лет составляет всего 1".2), то можно считать, что блок земной коры, на котором расположена обсерватория, повернулся по часовой стрелке на $7'.5 \pm (2'–2'.5)$, т.е. со средней скоростью ~0".8 дуги в год. В.П. Щеглов, приняв в расчет поворот ~5' (очевидно, уменьшенный на величину указанной выше возможной ошибки в 2'–2'.5) и отнеся его к 550 годам, величину ежегодного вращения блока определил в 0".5 дуги. Если же поправку на возможную ошибку взять с положительным знаком, то поворот может достигать 10'. Тогда его средняя скорость составит чуть более 1" дуги. В целом же можно, вероятно, принять, что поворот Самаркандского блока земной коры происходил в направлении по часовой стрелке со средней скоростью 0".5–1" дуги в год.

Если исходить из наиболее популярной в последние годы инденторной геодинамической модели, предусматривающей давление Памирского выступа Индийской литосферной плиты на земную кору Западного Тянь-Шаня и возможный общий изгиб Гиссаро-Алайской (или Туркестано-Алайской) его части, к которой принадлежит Зеравшанский прогиб с расположенным на его западном фланге Самаркандским “блоком”, здесь следовало бы ожидать вращение против часовой стрелки (подобно, например, повороту блока Ферганской впадины, установленному структурно-геологическими, палеомагнитными и геодезическими данными). Но указанные факты свидетельствуют о противоположном направлении вращения. В этой ситуации, принимая проблему точности материального закрепления направления меридиана квадрантом Улугбека решенной, следует считать, что общий изгиб или некоторый общий поворот Гиссаро-Алайской системы поднятий, если и имеют место, то характеризуются крайне незначительными величинами. Во всяком случае, не они зафиксированы инструментом Улугбека, и следует предполагать существование иных механизмов современных деформаций земной коры, эффект которых значительно больше общего изгиба или поворота Юго-Западного Тянь-Шаня, если последний имеет место.

Таким механизмом может быть вращательная (по часовой стрелке) компонента деформаций массивов горных пород в пределах субширотных неотектонических зон Гиссаро-Алайской системы поднятий, которую следует предполагать в условиях правосторонних сдвиговых смещений этих зон друг относительно друга, а также внутри массивов горных пород, которые их слагают (рис. III.4.1). Такие смещения обоснованы и подтверждены в ряде мест фактическим материалом, о чем частично сообщалось в предшествующих и будет сказано в последующих главах. Это, прежде всего, наличие правосторонней сдвиговой компоненты смещений по разломам уже упоминавшейся зоны сочленения поднятий Гиссарского хребта с Афгано-Таджикским межгорным прогибом (западная, Гиссарская, часть Гиссаро-Кокшаальской системы разломов, именуемой также линией



Рис. III.4.1. Принципиальная схема со сдвиговых ротационных движений блоков земной коры в субширотных зонах Юго-Западного Тянь-Шаня

1 – Памирский фронт Пенджабского выступа Индийской плиты (стрелка указывает общее направление его движения); 2 – обобщенная южная граница Тянь-Шаня (Гиссаро-Кокшаальская система разломов); 3 – система взбросо-надвиговых разломов Юго-Западного Тянь-Шаня с правосторонней сдвиговой компонентой относительных смещений, вызывающей ротационные деформации в разделяемых ими зонах поднятий и впадин; 4 – система молодых дислокаций мезозой-кайнозойских отложений Таджикской депрессии

Клебельсберга), а также по другим разломам взбросо-надвигового типа, которые разделяют расположенные севернее зоны поднятий и внутригорных впадин Юго-Западного Тянь-Шаня. Наличие такой сдвиговой составляющей непосредственно в районе Самарканда ярко проявлено эшелонированным расположением друг относительно друга частных мегантиклиналей, составляющих левосторонние кулисные ряды поднятий Зеравшанской и Туркестанской зон и, соответственно, расположенной между ними Зеравшанской зоны прогибания (см. рис. I.2.3). Имеются основания предполагать, что сдвиговая компонента смещений по продольным взбросо-надвиговым разрывам преимущественно граничного (по отношению к зонам поднятий и впадин) типа не исчерпывает всего количества такого смещения и сдвиговые деформации рассеяны в более широком пространстве Гиссаро-Алайской системы.

При этом важным обстоятельством должно быть последовательное убывание интенсивности смещений по разломам от южных зон к северным, т.е. по мере удаления от фронта Памирского выступа, рассеяния и убывания напряжений. Разница скоростей однонаправленных сдвиговых смещений в смежных зонах и создает вращательный момент именно в направлении часовой стрелки (см. рис. III.4.1). Эти обстоятельства, а также реально наблюдаемые и частично описанные в других разделах этой книги перемещения больших и малых блоков земной коры, в том числе с их вращением, позволяют поддержать предположение В.П.Щеглова [1977] о том, что причиной изменений азимута оси квадранта Улугбека являются деформации земной коры, сопровождаемые вращением ее блока, несущего обсерваторию.

Мы рассмотрели также возможность связи рассматриваемого поворота обсерватории Улугбека с деформациями зоны регионального Северо-Тяньшанского краевого разлома, который сечет именно в районе Самарканда Юго-Западный Тянь-Шань, разделяя его высокогорную (восточную) и низкогорную (западную) ступени. Здесь эта зона имеет ЮЗ-СВ (поперечную) ориентировку. По ряду структурных признаков и положению в региональной неотектонической структуре Тянь-Шаня кроме вертикальных смещений земной коры в этой зоне (значительно более поднятым является восточное крыло), вдоль этой зоны предполагаются и местами подтверждены левосторонние сдвиговые смещения, которые, дополняя правосторонний сдвиг Таласо-Ферганского разлома, составляют с ним единую систему сколов регионального масштаба, квазисимметричных относительно Памирского выступа. Но сдвиги вдоль зоны Северо-Тяньшанского разлома не объясняют рассматриваемый поворот обсерватории Улугбека, он имеет обратную направленность.

Что касается указанного выше изменения широты местонахождения обсерватории Улугбека, то из него можно сделать вывод, что произошел северный дрейф этого пункта на 3'.22, что на этих широтах составляет около 6 км или около 10 м/год. Это – аномально большие величины, которые заставляют сомневаться в их реальности. Действительно, поскольку инструмент Улугбека был предназначен главным образом для закрепления меридиана, точность определения его широтного положения могла быть невысокой. Поэтому указанные амплитуда и скорость широтного смещения района Самарканда на север являются, скорее всего, завышенными. Но общий тренд этого движения соответствует неотектонической структуре, региональным геодинамическим условиям и, как будет показано ниже, региональной картине СДЗК, установленной другими методами. Кстати, направленность смещения вполне может быть связана с указанным выше поворотом Самаркандского блока земной коры.

Рассмотренный случай имеет принципиально важное значение, поскольку он демонстрирует факт поворота блоков земной коры в процессе горообразующих ее деформаций. Это то явление, которое, может быть, хуже всего обнаруживается при измерениях СДЗК, особенно на малых полигонах, и недостаточно учитывается в геодинамических и кинематических реконструкциях. Хотя, как показывают структурно-геологические данные и построения [Cobbold, Davy, 1988; Макаров, 1989, 1990б; Трифонов и др., 1990; Trifonov et al., 1992; Avouac et al., 1993; Абдрахматов, 1995, 2003; Копп, 1997], палеомагнитные измерения, в том числе выполненные на Тянь-Шане [Cobbold et al., 1993; Thomas et al., 1993; Баженов, 2001], и широкомасштабные (панрегиональные) измерения СДЗК (см. раздел III.5), повороты более или менее крупных блоков земной коры явля-

ются, очевидно, обязательной и весьма значимой составляющей деформаций коры Центральной Азии.

Этот пример свидетельствует в пользу еще одного принципиально важного вывода: смятие и поперечное (латеральное) сокращение земной коры Тянь-Шаня, формирующее основные структурно-орографические элементы его структуры, сопровождается значительной сдвиговой компонентой вдоль продольных зон поднятий и впадин, которая обеспечивает удлинение этих зон по простиранию и, тем самым, в какой-то мере компенсирует поперечное сокращение коры, а по существу является одним из механизмов этого сокращения. Во всяком случае, в данном примере сдвиг вдоль продольных зон неотектонического смятия оказывается более значимым, чем сдвиг по секущей зоне регионального порядка, морфологически более ярко проявленной и, казалось бы, более активной. В этом состоит уникальное значение измерений, выполненных более 500 лет тому назад нашими выдающимися предшественниками.

Опираясь на описанный и ряд других примеров дифференцированных, в том числе вращательных современных движений материковых блоков земной коры, обнаруженных на основании изменений долгот отдельных обсерваторий, а также на основании изменений астрономических азимутов земных предметов, В.П. Щеглов [1977] предложил использовать для геодинамических исследований повторение через достаточно большие промежутки времени азимутальных наблюдений на базисных сетях триангуляций I класса. Он считал, что в результате таких переизмерений азимутов на триангуляциях можно выделить особо мобильные области, на которых в дальнейшем следовало бы поставить детальные исследования по специальным программам. Очевидно, что реализация этих предложений предоставила бы исследователям ценнейший материал для геодинамических построений на обширных пространствах, где другие методы пока не использованы, или их использование ограничено какими-либо обстоятельствами (в том числе, временными).

Современные движения земной коры по данным топографических съемок

Земная поверхность, как хорошо известно, включает разновозрастные генетически разнотипные и по-разному связанные друг с другом образования. В той или иной мере они отражены на стандартных и специальных физико-географических и топографических картах. В их числе имеются образования (формы рельефа), которые прямо или опосредованно свидетельствуют о современных движениях и деформациях земной поверхности. Весьма существенной, нередко первостепенной, является эндогенная составляющая этих движений, представляющая движения земной коры. Образная передача и степень определенности их отражения на физико-географических и топографических картах зависят не только от профессионализма картографов, но и от масштабов, от пространственного разрешения карт. Высокая информативность топографических карт, прежде всего рельефа, в отношении новейшей тектоники и СДЗК хорошо известна специалистам, занимающихся их изучением. Богатая информация о новейшей тектонической структуре, о кинематике новейших движений, о проявлениях современных движений земной коры была получена путем анализа топографических карт и в Центральной Азии. Отметим, что в связи с этим здесь были разработаны высоко эффективные научно-методические подходы, методы и технологии специального структурно-геоморфологического анализа топографических материалов [Костенко, 1970, 1972; Костенко и др., 1975; Несмеянов, 1971; Чедия, 1972, 1986; Макаров, 1977 и др.].

Приведем пример выявления с помощью топографических карт современных тектонических движений в Иссыккульской межгорной впадине. Изучаемым индикатором в данном случае является береговая линия озера Иссык-Куль, которую можно рассматривать в качестве высокоточного нивелира. Вопросам колебаний уровней озер Центральной Азии и выявлению причин этих колебаний посвящено достаточно большое количество публикаций. Большинство исследователей, изу-

чавших озеро Иссык-Куль и вмещающую его впадину, связывали колебания его уровня и перемещения береговой линии прежде всего с изменениями климата, которые в этом регионе проявлены достаточно очевидными внешними признаками (Г.Д. Романовский, И.В. Мушкетов, Л.С. Берг, Н.Г. Кассин, В.В. Шумов, В.В. Попов, Р.Д. Забиров и многие др.). Наиболее полные сведения об этом и интересные выводы приведены в специальной публикации А.В. Шнитникова [1980]. По его заключению, с V по XVI столетия н.э. озеро, подчиняясь общим географическим условиям, характеризовалось очень низким стоянием, его уровень опускался ниже современного на 7 м и, возможно, ниже. Затем, опять же в связи с резким региональным изменением климатических и гидрологических условий, последовало значительное повышение озера (на величину около 17 м), что привело к XVIII столетию к возникновению стока из него в р. Чу. Об этом свидетельствуют также затопленные участки речных долин на восточном и на некоторых участках южного побережий, затопленные средневековые постройки [Иванов, 1957; Мишина, 1965; Шнитников, 1980]. Сток из озера существовал до первой четверти XIX века, когда началось новое снижение уровня озера, которое продолжается до наших дней, и составило более 12 м.

Вместе с тем, уже первые исследователи озера и вмещающей его котловины отмечали, что перемещения береговой линии озера зависят не только от изменения количества воды в озере, но и от активных тектонических движений. Приводя интересные данные об изменениях береговой линии озера Иссык-Куль во второй половине XIX и начале XX столетий, Л.С. Берг [1904] указывал, что одной из причин этих изменений является тектоника, в том числе сейсмотектонические движения. Н.Н. Кузнецов-Угамский [1934], изучая береговые линии озера Иссык-Куль, пришел к выводу, что наиболее дифференцированные движения происходят в восточной и юго-восточной частях побережья, в то время как западное и северо-западное побережья испытывают прогрессирующее поднятие. Сведения о значительных тектонических движениях, происходивших в бассейне озера в течение четвертичного периода и в историческое время приводились многими другими исследователями. Давним вопросом, который до сих пор не получил достаточно определенного решения, является природа водораздельной перемычки между оз. Иссык-Куль и р. Чу, которая препятствует, казалось бы, естественному впадению последней в озеро и обеспечивает его бессточность. Одной из актуальных версий, которая нуждается в дополнительном обосновании, является связь этой перемычки с активной тектонической деформацией.

Интересные данные об изменениях береговой линии озера за сравнительно короткий промежуток времени (15–20 лет) середины прошлого столетия дает сравнительный анализ материалов повторных топографических съемок, а именно листов государственной топографической карты масштаба 1:100000, составленных в 30–40-е и 50–60-е годы XX столетия [Макарова, Макаров, 1968]. Эти материалы, подкрепленные изучением аэрофотоснимков и наземными наблюдениями, выполненными в процессе специальной съемки и картографирования четвертичных отложений и геоморфологии Иссыккульской впадины, показали достаточно заметные изменения положения береговой линии озера за указанный сравнительно короткий промежуток времени, причиной которых являются тектонические деформации земной коры.

Особенно значительными они были на западном, северном и восточном побережьях. Все западное побережье характеризуется относительно равномерным наступанием берега в среднем на 250–300 м (рис. III.4.2, III.4.3А). Такое однообразное перемещение связано, очевидно, с пологим наклоном и плоским, практически моноклиальным рельефом прибрежной части дна озера и прилегающей суши. Северное побережье на большей своей части также характеризуется наступанием берега, но менее значительным, по сравнению с западным побережьем. Некоторое увеличение перемещения берега отмечается в районе мысов. Так, на мысах Карагул и Каройском величина смещения достигает соответственно 200 и 400 м. На участке между мысами Чолпоната и Бозтери не произошло существенного изменения положения береговой линии или отмечено даже незначительное наступание озера, не превышающее первых десятков метров.

Восточное побережье имеет сложную конфигурацию береговой линии, в отличие от западного оно изрезано большими и малыми заливами, глубоко вдающимися в сушу. Известно, что наи-

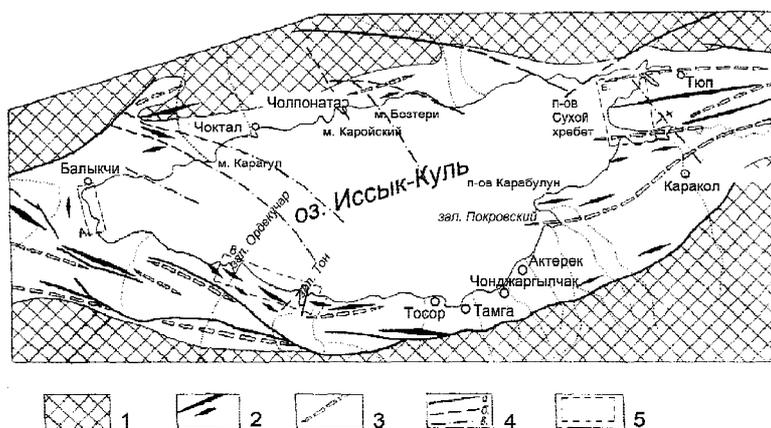


Рис. III.4.2. Схема расположения основных неотектонических форм Исыккульской впадины

1 – горное обрамление впадины; 2 – оси антиклинальных и горст-антиклинальных поднятий; 3 – оси синклинальных и грабен-синклинальных понижений; 4 – разрывные нарушения (а – установленные, б – предполагаемые по геолого-геоморфологическим данным; в – предполагаемые по геофизическим данным); 5 – участки побережья, изображенные в более крупном масштабе на рис. III.4.3

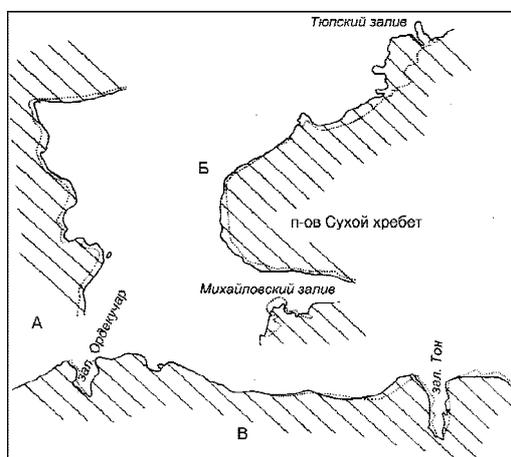


Рис. III.4.3. Примеры современных перемещений береговой линии озера Иссык-Куль

Пунктиром обозначено положение береговой линии на картах 1943 г., сплошной линией – на картах 1962 г. А, Б, В – см. на рис. III.4.2

более крупные из них (Тюпский, Михайловский и Покровский) соответствуют крупным синклинальным прогибам, активно развивающимся в течение всего неотектонического этапа (см. рис. III.4.2). П.П. Иванов [1957] отмечал, что в районе Тюпского залива в течение 50–60 лет (до 1926 г.) берег отступил на расстояние до 2 км и более. Сравнение разновременных топографических карт показало, что в юго-восточной части этого залива за рассматриваемые 15–18 лет озеро отступило на 1,5–1,7 км (см. рис. III.4.3Б). На полуостровах Сухой хребет и Карабулун прирост суши за эти годы достигает 400 м. Кроме того, эти полуострова оконтурены песчаными отмелями шириной до 700 м. Весьма возможно, что частично этот прирост связан с аккумуляцией обломочного материала, выносимого в залив реками.

Однако в районе расположенных южнее Джиргаланского (или Михайловского) и Покровского заливов аналогичной структурной позиции, отступление озера не превышает первых десятков метров, а на отдельных участках вовсе не фиксируется, или даже берег сместился в сторону суши. Подобное поведение береговой линии характерно для всего южного побережья. Например, от устья р. Актерек (вост.) до пос. Тоссор на расстоянии около 20 км смещения береговой линии практически не наблюдается. Отмечаемые на других участках южного побережья смещения береговой линии очень малы и не превышают первых десятков метров. В районах заливов Ордекучар и Тон имеет место наступание озера на расстояние нескольких десятков и даже сотен метров (см. рис.

III.4.3В). Кроме того, отметим, что для южного побережья, как и для восточного, характерны затопленные устья речных долин – эстуарии (заливы Ордекучар, Тон, Тамга, Барскаун, Чон-Джаргылчак), чего нет на северном и западном побережьях озера. Для последних характерны далеко вдающиеся в озеро мысы.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы и предположения относительно закономерностей и причин современных перемещений береговой линии оз. Иссык-Куль. Фиксируемое на топографических картах сокращение зеркала озера за последнее двадцатилетие является, главным образом, следствием климатических изменений. Но нельзя исключать, вероятно, и тектоническую причину – изменение емкости озерной ванны вследствие активных тектонических деформаций (опускания дна бассейна). Конечно, в последнем случае смущают большие скорости тектонических движений, которые следует в этом случае предполагать. Хотя, оперируя средними скоростями, следует, очевидно, принимать во внимание возможность крупномасштабных импульсных движений, о которых мы, в сущности, очень мало знаем. Во всяком случае, давно обнаруженные под водой северной прибрежной части озера остатки средневековых строений и предметов быта позволяют предполагать возможность не только медленных, но и катастрофических опусканий дна озера, причиной которых могли быть быстрые тектонические подвижки. Серия хорошо известных крупнейших сейсмических событий, которые произошли на Северном Тянь-Шане в XIX и XX столетиях и непосредственно охватывали котловину озера Иссык-Куль (например, землетрясение 1911 г.), является достаточно значимым аргументом в пользу этого предположения. В этом отношении обращает на себя внимание также интересная реконструкция четвертичной и современной (активной) структуры дна озера Иссык-Куль, выполненная А.К.Трофимовым [1989а, б, 1990, 1994; Детальное..., 1993], согласно которой в центральной части впадины находится крупный и активно погружающийся грабенообразный блок.

Различная амплитуда планового смещения береговой линии озера является, прежде всего следствием различной крутизны подводного склона и его наземного продолжения. Его крутизна определяется рядом факторов, одним из которых является структурный – положение того или иного участка побережья относительно живой структуры всей впадины и относительно локальных ее форм (продолжающих свое развитие антиклинальных поднятий и синклинальных понижений, ступеней тектонических разрывов и флексур). Важным параметром этих структурных элементов, от которого может зависеть величина перемещения береговой линии, является скорость (главным образом, вертикальная составляющая) роста того или иного структурного элемента, в пределах которого находится данный участок берега.

Относительно большое смещение береговой линии в районах полуостровов и мысов связано с ростом положительных тектонических форм, поскольку все крупные полуострова и мысы являются отражением в рельефе активно развивающихся антиклинальных и горст-антиклинальных поднятий, а также разрывных смещений. Показательными являются, например, полуострова Сухой хребет и Карабулун, представляющие собой периклинальные участки Сухохребтинской и Оргочерской антиклиналей (см. рис. III.4.2, Б; III.4.3). Геолого-геоморфологические данные свидетельствуют об их активном развитии в течение всего четвертичного периода, включая голоцен. Указанные смещения береговой линии на таких участках вполне согласуются с тектонической структурой и могут быть результатом восходящих тектонических движений.

На участках развития синклинальных структурных форм отмечается менее значительное наступание суши, в некоторых случаях смещение вовсе отсутствует или происходит даже небольшая (локальная) трансгрессия озера. Последний случай наиболее определенно доказывает связь современных перемещений береговой линии с тектоническими движениями. Если даже принять, что сокращение площади озера связано исключительно с климатическими явлениями, то факт локальных трансгрессий не может быть объяснен иначе, как тектоническими причинами. Тот же вывод следует сделать и в случае локального относительного постоянства положения береговой линии, когда в целом имеет место уменьшение массы воды в озерном бассейне или, по крайней мере, общее снижение его уровня.

Соответствие форм рельефа (в том числе даже некоторых мелких) новейшим тектоническим структурным формам в Иссыккульской впадине доказано многими исследователями [Шульц, 1948; Попов, 1953; Горячев, 1959; Ранцман, 1959; Костенко и др., 1972; Садыбакасов, 1972, 1990; Макаров, 1977; Чедия, 1986; Трофимов, 1989а, б, 1990, 1994; и др.]. Описанная выше пространственная связь современных перемещений береговой линии озера Иссык-Куль с неотектоническим структурным планом прибрежной зоны свидетельствует, таким образом, о весьма значительных дифференцированных тектонических движениях, происходящих в современную эпоху. Об этом же говорит и повсеместное изменение высотного положения геодезических реперов, отмеченное при повторной топографической съемке впадины. Так, для ее северного борта отмечается увеличение высот реперов в разных участках прибрежной полосы от +10 см до +330 см. При переопределении высот реперов возможность ошибок не исключена. Но в приводимом примере нигде не отмечено снижения высот, по сравнению с первичными определениями, что само по себе вряд ли является случайным.

Факт поднятия северного борта впадины подтверждается анализом продольных профилей рек, впадающих в озеро. Такие профили, как известно, являются весьма чувствительными к изменениям наклонов земной поверхности. Анализ профилей, проведенный по методикам П.В. Иванова [1951] и Н.Г. Волкова [1964], которые основаны на сравнении истинных и теоретически вычисленных продольных профилей русел рек, показал следующее. Профили долин северного борта впадины характеризуют поднимающийся берег. Исключение составляет р. Бахту-Долонаты, профиль русла которой не обнаруживает четко выраженного расхождения с вычисленным. Профили речных долин Тон, Барскаун и Актерек (южный склон Иссыккульской впадины) свидетельствует об опускании приустьевых участков суши, что также согласуется с приведенными данными об изменениях береговой линии южного берега.

Таким образом, в районе озера Иссык-Куль в современную эпоху происходят значительно дифференцированные по интенсивности тектонические движения. Западное и северное побережья в целом испытывают неравномерное поднятие. Южная и юго-восточная части береговой зоны в современную эпоху испытывают относительное опускание. Как следствие, здесь происходят интенсивные абразионные процессы и продолжает формироваться крутосклонный, обрывистый рельеф в отличие от пологого, местами заболоченного северного и западного побережий. Современный перекоп впадины озера Иссык-Куль продолжает общую тенденцию развития впадины, начавшуюся еще в ранней юре и еще более ярко проявившуюся в течение новейшего этапа горообразования (олигоцен–антропоген). Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволили оценить современные тектонические движения в районе озера Иссык-Куль пока лишь с качественной стороны, поскольку неясным остается вопрос о величине возможного уменьшения объема воды в озере в результате климатических и гидрологических изменений.

Современные движения земной коры по данным светодальнометрии

Изучение современных движений земной коры с помощью методов светодальнометрии на Бишкекском полигоне проводилось Опытной-методической электромагнитной экспедицией Института высоких температур РАН на радиальной сети, охватывающей активную тектоническую зону сочленения Чуйской впадины и предгорий Киргизского хребта. Как полагают многие исследователи [Опыт ..., 1975; Чедия, 1986; Абдрахматов, 1988], по мере роста мегантиклинали Киргизского хребта и втягивания в этот процесс прилегающей части Чуйской впадины, граница разнорежимных зон последовательно смещалась к западу по кулисно расположенным краевым разломам. В плиоцене краевым разломом являлся Чонкурчакский, в среднем плейстоцене – Шамсинско-Тюндюкский и на современном этапе – Иссыккатынский. Краевые разломы имеют субширотное простирание; диа-

гональные тектонические структуры второго порядка имеют СВ и СЗ простирания и являются, соответственно, левосторонними и правосторонними сдвигами [Абдрахматов, 1988; Лесик, 1988].

В последние годы появилась иная точка зрения на процесс формирования Киргизского хребта. А.В. Миколайчук [1999] считает, что новейшее поднятие Киргизского хребта ограничено краевыми разломами, представляющими собой левосторонние сдвиги. Во внутренней части поднятия развивается система разломов второго порядка – сопряженных диагональных сдвигов СЗ и СВ простирания. Вследствие движения масс по системе сопряженных сдвигов возникают локальные зоны сжатия и расплющивания, что приводит к формированию надвигов, взбросов или складок. По мнению этого автора, зоны высоких и низких предгорий Киргизского хребта представляют собой закономерные элементы единого сдвигового ансамбля структур, развивающегося с раннего плейстоцена по настоящее время. Степень унаследованности современных движений земной коры, соотношение криповых и импульсных движений, неравномерность проявлений медленных и быстрых движений и т.д. – это далеко не полный перечень вопросов, которые необходимо решать при современных геодинамических исследованиях.

В данном разделе эти вопросы рассматриваются на примере Аламединского разлома, который представляет собой северо-восточное окончание Чонкурчакского разлома. По мнению многих исследователей [Чедия, 1986; Утиров, 1988; Корженков, Чаримов, 1993; и др.], Чонкурчакский разлом и его северо-восточный отрезок являются надвигами с амплитудой горизонтального перекрытия до 1,5 км. Геологи-съемщики Управления геологии Киргизстана (В.А. Грищенко и др.) считали субширотную часть Чонкурчакского разлома надвигом, а его северо-восточный отрезок выделяли как самостоятельный Аламединский взброс. По мнению А.В. Миколайчука [1999], Аламединский разлом является левосторонним сдвигом, закономерно сопряженным с новейшими субширотными надвигами Киргизского хребта. На северо-восточном окончании Аламединский разлом переходит в субширотные надвиги зоны Шамсинско-Тюндюкского краевого разлома. Таким образом, здесь образуется сопряженная динамопара “надвиг–сдвиг–надвиг”, которая является частью более обширной сдвиговой системы. На поверхности Аламединский разлом маркируется системой протяженных сейсморвов, протяженностью 6–7 км, что позволяет предположить импульсный характер смещений по нему [Утиров, 1988]. А.А. Никонов [1977] также отмечает импульсный, сейсмотектонический характер смещений, так как сейсморвы, выраженные в долине р. Аламедин в виде единичного уступа, пересекают террасы высотой до 7–9 м. Возраст сейсмодислокаций – позднеголоценовый. Таким образом, имеющиеся геологические данные не дают однозначного ответа на кинематику Аламединского разлома. Противоречия в трактовке его кинематических особенностей могут быть разрешены на основе изучения современных движений и сейсмологических данных.

Как уже отмечалось выше, в данном районе ОМЭМЭ ИВТ РАН проводила светодальномерные наблюдения по изучению горизонтальных движений земной коры по радиальной сети. Сеть наблюдений пересекает важнейшие разрывные структуры региона. В точке “0” находится стационарная светодальномерная обсерватория (рис. III.4.4а). Линия “0–I” пересекает Аламединский разлом. Точка “I” находится в нижнем лежащем крыле, а точки 0, III и X – в верхнем висячем крыле Аламединского разлома. Для устранения ошибок, связанных с неточным определением скорости лазерного луча, и приборных погрешностей проводился анализ вариаций разностей (ΔS) и полусумм $x/2$ ($[L_1 + L_2]/2$) длин линий, исходящих из одной точки с любым горизонтальным углом между ними. На рисунках III.4.5 и III.4.6 представлены вариации разностей и полусумм длин линий, соединяющих точки 0, I, III и X, в период с августа 1988 г. по март 1991 г. (обработка В.В. Медведева).

Рассмотрим вариации разностей длин линий $\Delta S = L_{0-X} - L_{0-I}$ и $\Delta S = L_{0-III} - L_{0-I}$ (см. рис. III.4.5). Увеличение ΔS свидетельствует об уменьшении длины линии “0–I”, что, при подобном азимутальном расположении линий измерения, должно наблюдаться при левостороннем смещении крыльев разлома (см. рис. III.4.4в). Уменьшение ΔS , соответственно, свидетельствовало бы о правостороннем смещении.

Анализ графика вариаций ΔS показывает, что в зоне Аламединского разлома наблюдаются как левосторонние, так и правосторонние короткопериодные смещения, амплитуда которых рез-

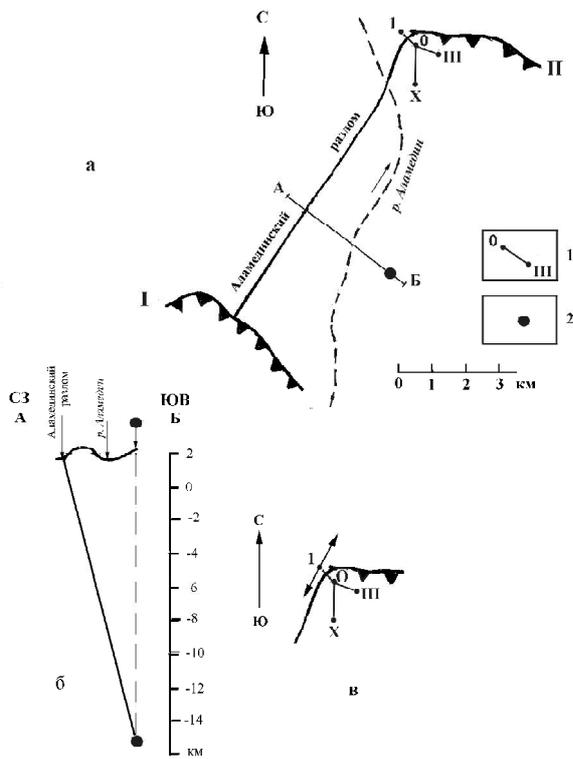


Рис. III.4.4. Тектоническая схема (а), положение гипоцентра землетрясения 29.01.91 г. на разрезе (б), азимутальное расположение линий светодальномерных наблюдений (в) и разрез по линии “1-0-III” (г) на Бишкекском полигоне

1 – линии светодальномерных наблюдений; 2 – эпицентр землетрясения I, II – разломы: Чонкурчакский (I), Шамсинско-Тюндюкский (II)

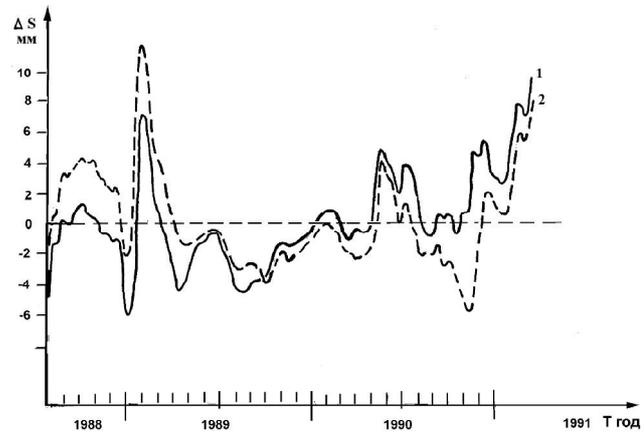


Рис. III.4.5. Графики вариаций разностей длин линий (S) (обработка В.В. Медведева)
1 – L(0-X) – L(0-1); 2 – L(0-III) L(0-1)

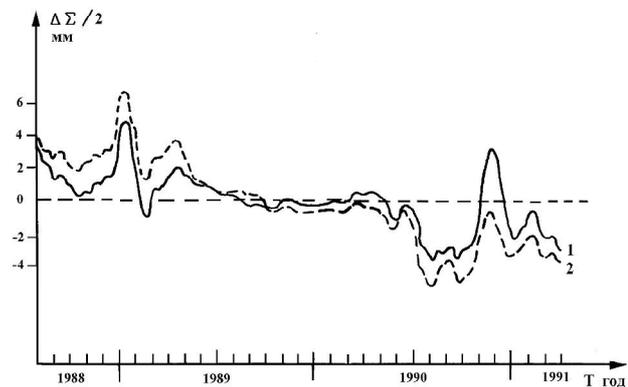


Рис. III.4.6. Графики вариаций полусумм длин линий $\chi/2$ (обработка В.В. Медведева)
1 – $[L(0-X) + L(0-1)] / 2$; 2 – $[L(0-III) + L(0-1)] / 2$

ко увеличивается в период сейсмической активизации. Одна из них наблюдалась в 1989 г., когда в пределах высоких предгорий, южнее Аламединского разлома произошло два ощутимых сейсмических события: 24.02.89 г., $K=10,5$ и 05.03.89 г., $K=12,2$. Этому периоду на графиках светодальномерных наблюдений соответствуют наиболее значительные вариации параметров. В последующий период короткопериодные смещения происходят на фоне длиннопериодного тренда, свидетельствующего о левостороннем смещении. Подобную картину мы видим и на графике вариаций полусумм длин линий $\Delta \chi = (L_{0-X} + L_{0-1}) / 2$ и $\Delta S = (L_{0-III} + L_{0-1}) / 2$ (см. рис. III.4.6). Здесь увеличение полусуммы будет наблюдаться при увеличении длины линии “0-I”, что соответствует правостороннему смещению крыльев разлома. Уменьшение полусуммы соответствует левостороннему смещению (см. рис. III.4.4в). Вариации полусумм длин линий также свидетельствуют о наличии короткопериодных (импульсных) и длиннопериодных смещений в зоне Аламединского разлома. Длиннопериодный тренд на графиках полусумм также подтверждает преобладание левостороннего сдвига в наблюдаемый период. Скорость движений составляет ~ 2 мм/год.

Следует отметить, что светодальномерные наблюдения изучают смещения дневной поверхности, причиной которых могут быть как тектонические, так и иные процессы (гравитационные, де-

нудационные и т.д.). В некоторых случаях короткопериодные импульсные движения, вероятно, связаны с сейсмическими событиями, при которых реализуется конкретная подвижка. Ниже мы рассматриваем землетрясение, произошедшее южнее Аламединского разлома 29.01.1991 г. с $K=8,9$ (см. рис. III.4.4а). Оно обратило на себя внимание в связи с необычайно сильным эффектом на поверхности: на полигоне ИВТАН оно ощущалось как 4–5-балльное событие. Приведенные далее параметры этого сейсмического события определены З.А. Кальметьевой [Абдрахматов и др., 1997]. Эпицентр землетрясения 29.01.91 г. определялся по данным о временах первых вступлений Р-волн методом окружностей. В обработке участвовали данные 12 сейсмических станций, расположенных на эпицентральных расстояниях от 15 до 150 км, в широком диапазоне азимутов. Глубина гипоцентра оценивалась на основании построения годографа первых вступлений Р- и S-волн от этого землетрясения. В соответствии с экспериментальной зависимостью скорости на годографе от глубины гипоцентра [Грин, 1991], полученные нами значения (3,6 и 6,3 км/с для S- и Р-волн) относятся к глубинам 18–20 км. Учитывая глубину гипоцентра и угол падения плоскости Аламединского разлома (70–80°), был сделан вывод о приуроченности этого сейсмического события к данной разрывной структуре (см. рис. III.4.4б).

З.А. Кальметьевой [Абдрахматов и др., 1997] был проведен анализ динамических параметров Р- и S-волн: распределения знаков первых смещений Р-волны, азимутального распределения максимальных амплитуд Р- и S-волн, а также периода максимальной фазы Р-волны и времени ее запаздывания относительно первого вступления. По характеру полученного распределения установлено, что в очаге произошла подвижка по близвертикальной плоскости северо-восточного простирания. Точное положение (азимут) этой плоскости по распределению знаков первых смещений определить нельзя из-за расположения сейсмических станций: решение находится в диапазоне азимутов 20–60°. Однако, по форме диаграммы направленности смещений, а также форме записей первых вступлений (очень вялые вступления) можно допустить, что эта плоскость простирается в азимуте примерно 60°. Вторая нодальная плоскость жестко закреплена положением станций “Юрьевка” и “Ала-Арча”, но подвижка произошла вдоль первой плоскости, что подтверждается характером распределения динамических параметров волн. Вдоль этой плоскости наблюдаются самые высокие частоты и самые большие амплитуды Р-волн. Вектор подвижки направлен в азимуте около 270. То есть, в очаге произошел левосторонний сдвиг по близвертикальной плоскости, причем горизонтальная и вертикальная составляющие вектора подвижки примерно равны. Таким образом, при вышеописанном сейсмическом событии по Аламединскому разлому была реализована подвижка в виде взбросо-сдвига.

Анализ геодезических и сейсмологических данных однозначно свидетельствует о современных левосторонних смещениях в зоне Аламединского разлома. Предполагая унаследованность современных движений от более древних кайнозойских, можно утверждать, что в новейших движениях также присутствовала значительная левосторонняя составляющая. Это свидетельствует о том, что Аламединский разлом по своей кинематике является взбросо-сдвигом. Однако, порядок величины скорости смещений в кайнозое остается неясным.

А.А. Никонов [1977], проанализировав имеющийся литературный материал по горизонтальным движениям в зонах активных сдвигов, пришел к выводу, что среднерасчетные значения скоростей плейстоценовых, голоценовых и современных движений для взбросо-сдвигов, взбросо-надвигов составляют обычно около 1 см/год. Судя по характеру тренда на светодальномерных графиках в зоне Аламединского разлома, как уже отмечалось выше, средняя скорость сдвига составляет около 2 мм/год. Если учитывать, что определенная часть смещений может быть рассредоточена в более широкой зоне в виде упруго-пластической деформации, то указанная цифра увеличится в 2–3 раза.

Особенностью Аламединского разлома, выявленной в результате исследований, является импульсно-криповый характер смещений. Об этом свидетельствует наличие сейсмотектонических дислокаций в зоне разлома и данные светодальномерных исследований. Однако, вероятно, и сам крип может рассматриваться как серия последовательных дискретных микроподвижек, сопровождае-

мых слабыми сейсмическими толчками [Рац, Чернышев, 1970; Тектонические..., 1982]. Подтверждением этому могут служить приведенные выше данные. Возникновение “возвратных” движений в зоне разлома, по-видимому, объясняется упругой отдачей во время таких слабых сейсмических событий.

Приведенные в данном разделе материалы, касающиеся наличия сдвиговых движений в зоне Аламединского разлома и импульсно-криповый характер смещений позволяют по-новому взглянуть на особенности геодинамики района и, соответственно, более определено решать многие теоретические и практические вопросы.

III.5. ДАННЫЕ СПУТНИКОВОЙ ГЕОДЕЗИИ О СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Возможность высокоточных измерений современных движений земной коры появилась в результате создания на базе навигационной системы NAVSTAR (Navigation Satellite Timing and Ranging) глобальной системы “позиционирования” или определения координат объектов на земной поверхности GPS (Global Positioning System) [Leick, 1995; Hofmann-Wellenhof et al., 1997] и развития на ее основе методов космической геодезии [Bossler et al., 1980; Hager et al., 1991].

Система NAVSTAR использует в настоящее время до 29 специальных спутников с орбитальным периодом около 12 часов. Спутники движутся вокруг Земли на высоте около 20200 км от ее поверхности в шести орбитальных плоскостях, имеющих наклон к экватору 55°. На каждом из них расположено несколько высокоточных атомных часов. Спутники непрерывно передают радиосигналы с собственным уникальным идентификационным кодом. Наземные станции слежения управляющего сегмента GPS ведут непрерывное наблюдение за ними и передают данные в центр управления, где элементы спутниковых орбит и коэффициенты поправок спутниковых шкал времени уточняются и посылаются по каналам связи на спутники не реже одного раза в сутки. Спутниковые сигналы принимаются наземными GPS-приемниками, которые вычисляют свое местоположение. Трехмерные координаты на поверхности Земли могут быть определены по измерениям расстояний от трех спутников, но при условии, что часы на спутниках и в приемнике имеют одинаковый временной ход. В реальности в приемниках установлены часы с недостаточно высокой точностью, поэтому для устранения временных погрешностей требуется, по крайней мере, еще один спутник. Современные GPS-приемники могут принимать сигналы от 8–12 и более спутников, что позволяет за счет избыточности данных снизить ошибки измерения.

Спутниковая геодезия начала бурно развиваться в последнее десятилетие XX века, все более охватывая новые территории. Ее преимущество заключается в том, что она позволяет проводить наблюдения в различных погодных и орографических условиях, в любое время суток. У нее нет ограничений по размеру охватываемых территорий. Практически, это может быть и весь Земной шар, а могут быть и отдельные самые малые участки на его поверхности.

Характеристика Тяньшанской GPS-сети, методика полевых наблюдений

Проведение GPS-измерений в Тяньшанском регионе началось в 1992 году с создания двух наблюдательных сетей. Инициаторами одной из них, условно называемой “немецкой”, были ученые из Потсдамского Геоисследовательского центра (К. Райгбер), Научной станции и Опытно-методической электромагнитной экспедиции ОИВТ РАН (Ю.А. Трапезников), Института геоэкологии РАН (В.И. Макаров), Института астрономии РАН (С.К. Татевян). В работе также принимали участие специалисты Института физики Земли РАН, Института геологических наук и Института сейсмологии МОН Казахстана, Института сейсмологии и Института геологии НАН Киргизстана,

Института сейсмологии и Института астрономии НАН Узбекистана, геодезические службы этих республик. Первые 40 пунктов этой сети располагались на территориях четырех центрально-азиатских республик: Киргизии, Казахстана, Узбекистана и Таджикистана, охватывая обширный регион. В основу сети была положена схема новейшей тектонической структуры Тянь-Шаня (см. рис. 1.2.3), составленная В.И. Макаровым и Л.И. Соловьевой [1975]. В дальнейшем эта сеть была расширена до 90 пунктов [Reigber et al., 2001], охватывая основную часть Тянь-Шаня, северного Тарима и северного Памира на площади размером около 1200x1800 км.

Вторая сеть первоначально создавалась совместными усилиями ученых США, России, Киргизии и Казахстана и называлась “американской” или “локальной” [Herring et al., 2002; Zubovich et al., 2002]. Активное участие в ее создании на первых этапах приняли М. Гамбургер, П. Молнар, Р. Рейлинжер, Б. Хайгер, Ю.А. Трапезников, В.И. Макаров, Т.В. Гусева, М.Т. Прилепин, И. Садыбакасов, П.В. Еремеев, Б.Н. Бакка и многие другие. В отличие от “немецкой”, эта сеть первоначально предполагала охват меньшей территории, но более плотное размещение пунктов наблюдений. Первые 13 пунктов были заложены и измерены в районе гор. Алма-Аты и северного Прииссыккуля в 1992 г. В 1993 г. количество пунктов возросло до 86. Они размещались в основном, в Центральном Тянь-Шане. В 1995 году эта сеть была уплотнена, главным образом, в центральной части – установлены дополнительно 46 точек. После получения первых результатов в восточном Прииссыккуле, где обнаружилось значительные деформации [Abdrakhmatov et al., 1996], количество пунктов в 1997 г. было значительно увеличено. В том же году по меридиану гор. Бишкек был заложен транс Тяньшанский GPS-профиль, на котором одновременно выполнялись геологические и геофизические исследования. Некоторое количество пунктов наблюдений было установлено и к юго-западу от Таласо-Ферганского разлома. В 1997 г. в предгорьях Киргизского хребта южнее Бишкека была развернута и локальная сеть, состоявшая из 25 пунктов. Ее назначение – наблюдение за деформационным полем в окрестностях столицы Киргизстана и совершенствование методики измерений.

Тянь-Шань – сложная внутриконтинентальная горная система, и понять ее геодинамику невозможно без знания процессов, происходящих на всем ее протяжении и в смежных областях. Поэтому в 1998 г. 23 пункта были заложены в Центральном Казахстане, а в 2000 г. в восточной его части установлена дополнительная сеть из 31 пункта. Цель центрально-казахстанской сети – подтвердить (или опровергнуть) отсутствие движений и деформаций коры в пределах Казахского щита, который в целом считается стабильным опорным блоком. Задача восточно-казахстанской сети – увязать деформационные процессы, происходящие в Тянь-Шане, с Алтае-Саянским регионом. В 1999 г. на юге Ферганской впадины и в Алайской долине, которая является зоной сочленения Памира с Тянь-Шанем, были заложены дополнительные пункты (21 точка). В 2002 г. совместно с Национальным университетом Узбекистана уже на территории Узбекистана восточнее меридиана 66° создана новая сеть, состоящая из 35 пунктов.

В 2002 г. общее количество GPS-пунктов достигло 420, в числе которых 9 постоянно действующих станций, работающих в непрерывном режиме. На рисунке III.5.1 показана схема размещения пунктов сети. Различными символами обозначены годы закладки пунктов наблюдений. Наибольшая плотность приходится на Центральный Тянь-Шань, где среднее расстояние между пунктами (до 3-х соседних) составило ~25 км. Таким образом, “американская” GPS-сеть с течением времени весьма трансформировалась и теперь позволяет решать геодинамические задачи разных рангов – от локальных до региональных. Результаты измерений именно этой сети легли в основу данного раздела.

Каждый из пунктов GPS-сети представляет собой участок на земной поверхности, обычно с обнажениями скальных пород, где на небольшом расстоянии друг от друга (от нескольких метров до 1 км) установлены от двух до четырех реперных марок. Измерения производятся на одной из них, но в случае ее разрушения, наблюдения переносятся на запасную марку. Для того чтобы увязать координаты марок, в первое после закладки измерение на них выполняются одновременные наблюдения.

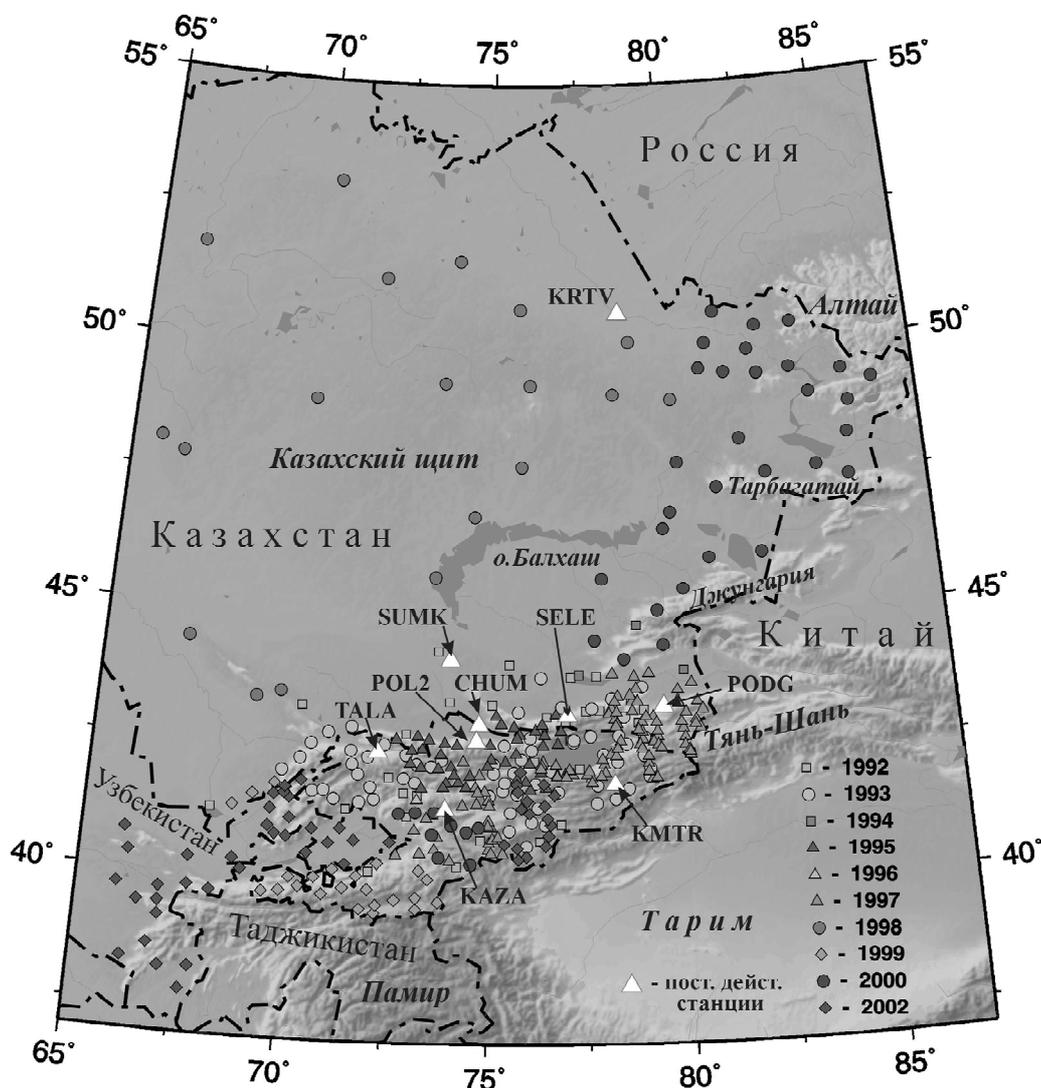


Рис. III.5.1. Карта размещения пунктов наблюдений Центрально-азиатской GPS-сети. Различными символами и оттенками серого цвета обозначен год закладки пунктов

Исторически сложилось так, что в сети были установлены реперные марки нескольких типов. Все они представляют собой специальной формы металлические стержни, вмонтированные в отверстия, пробуренные в коренных скальных породах или в бетонных массивах. Марки конструкции ОИВТ РАН оказались наиболее удачными. Поэтому с 1995 г. все измерения в сети стали проводиться на марках данного типа. Такая марка представляет собой латунный стержень диаметром 12 мм, устанавливаемый строго вертикально с помощью специального устройства. Защитная металлическая крышка ввинчивается внутрь головки, поэтому марка практически не видна для посторонних, что важно в местных условиях. При измерениях в марку вкручивается стальной стержень длиной ~35 см, на который сверху монтируется GPS-антенна. Из-за небольшого диаметра головки вращательный момент незначительный, поэтому при вкручивании антенного стержня и защитной пробки марка остается неподвижной. При такой конструкции практически отсутствуют ошибки операторов при повторной установке антенны на марку. Исключаются также ошибки определения высоты антенны, так как во всех комплектах GPS-приемников используются стержни одинаковой длины.

Выходы скальных пород имеются не везде. Во впадинах поверхность древнего складчатого фундамента погружена на более или менее значительную глубину, поэтому там пункты закладывались в рыхлых осадочных породах кайнозоя. Для таких пунктов в первые годы развития сети в грунтовой толще сооружались просто бетонные кубы. Впоследствии в грунте пробуривалось отверстие диаметром 15 см и глубиной до 2 м. Оно укреплялось арматурой и заливалось бетоном, в верхней части которого устанавливалась реперная марка.

Измерения на каждом из пунктов региональной сети производились приемниками Trimble SSE 4000 один раз в 1–2 года в осенне-летний период во время полевых кампаний, в основном, силами Опытно-методической электромагнитной экспедиции ОИВТ РАН, а после ее реорганизации – Научной станции ОИВТ РАН. В последние годы наблюдения в южной части Казахстана (около 80 пунктов) выполнялись Сейсмологической опытнo-методической экспедицией Министерства образования и науки Республики Казахстан.

Во время полевых кампаний, продолжительность которых обычно составляла 30–40 дней, одновременно измерялись от 3 до 9 пунктов (в 1993 г. – 17) во время сессий, длящихся по 36 часов (в 1992–1994 гг. – 2,5 суток). В течение последующих 12 часов приемники перемещались на следующие пункты. Дискретность измерений устанавливалась равной 30 секундам, что является общепринятым в мире. Одновременно наблюдения выполнялись и на постоянно-действующих станциях (см. рис. III.3.5.1, табл. III.5.1), которые служили для увязки всех данных во времени. В результате наблюдений создавались файлы данных, включающие фазовые измерения на несущих частотах L1 (1575,42 МГц) и L2 (1227,6 МГц) и значения псевдодалностей, вычисленные по времени нахождения сигнала в пути.

Таблица III.5.1

Перечень постоянно действующих станций GPS

Код	Наименование	Долгота	Широта	Тип GPS-приемника
CHUM	Чумыш	74,75109 E	42,99850 N	TurboRogue SNR 8000
KAZA	Казарман	73,94351 E	41,38494N	Trimble SSE 4000
KMTR	Кумтор	78,19920 E	41,86779 N	TurboRogue SNR 8000
KRTV	Курчатов	78,61906 E	50,71395 N	TurboRogue SNR 8000
PODG	Подгорное	79,48490 E	43,32751 N	Trimble SSE 4000
POL2	Полигон-2	74,69426 E	42,67977 N	Ashtech/Z-12
SELE	Селезащита	77,01689 E	43,17873 N	TurboRogue SNR 8000
SUMK	Сумкар	73,99711 E	44,20813 N	Trimble SSE 4000
TALA	Талас	72,21044 E	42,44546 N	Trimble SSE 4000

Обработка данных

Обработка GPS-данных осуществлялась пакетами программ GAMIT и GLOBK [Documentation..., 2001; Herring, 2001], разработанными в Массачусетском технологическом институте США. Пакет GAMIT, состоящий из отдельных модулей, выполняет функции:

- подготовки исходных данных;
- генерации таблиц интерполированных данных спутниковых орбит;
- вычисления разностных значений наблюдений – так называемых двойных разностей (между двумя спутниками и двумя приемниками);
- обнаружения отскоков и перерывов в данных;
- вычисления оценок параметров методом наименьших квадратов.

Для определения координат пунктов наблюдений программы GAMIT используют измерения фазы несущих частот, которые регистрируются в GPS-приемниках с большой точностью. При этом из-за отсутствия информации о количестве целых периодов информационного сигнала, укладываемых на пути от спутника до наземного пункта, возникает проблема целочисленной фазовой

неоднозначности. Для начального момента после “захвата” спутника приемником значения этих величин неизвестны, и в качестве первого приближения используются значения псевдодалейностей.

Пакет GLOBK использует для обработки данных фильтр Кальмана и также состоит из нескольких программ [Herring et al., 1990]. Обычно GLOBK применяется для выполнения следующих задач:

- получение общего решения с оценками координат станций из отдельных сессий многодневного эксперимента (кампании);
- вычисление скоростей станций на основе объединения решений отдельных кампаний за несколько лет;
- получение временных рядов изменения координат станций для определения точности измерений в многодневных (комбинация сессий) или многолетних (комбинация кампаний) наблюдениях.

Обработка данных осуществлялась в три этапа. На первом этапе информация по каждому дню обрабатывалась отдельно. Данные по всем пунктам, измеренным в определенные сутки, собирались вместе и обсчитывались с помощью программ пакета GAMIT. До 1995 г. на территории Тянь-Шаня не существовало постоянно-действующих станций. Поэтому для временной увязки наблюдений региональной сети на нескольких пунктах, расположенных внутри сети, измерения проводились в течение всей кампании. Чтобы иметь возможность объединить региональную сеть с мировой на последующих этапах обработки, в расчет включались также несколько станций мировой IGS (International GPS Service for Geodynamics) сети. В первые годы измерений это были станции WTZR, WETT (Германия), KITA (Узбекистан), YAR1 (Австралия), TAIW (Тайвань). С 1995 г. после появления на Тянь-Шане собственных постоянно-действующих станций POL2 и SELE, расположенных соответственно вблизи городов Бишкек и Алма-Ата, и включения их в мировую IGS-сеть, эти станции стали выполнять двойную роль: связующую (для увязки во времени всех пунктов региональной сети) и объединяющую (региональной сети с мировой IGS-сетью). Для повышения надежности результатов в обработку также включались и некоторые из ближайших к Тянь-Шаню станций IGS-сети. Обычно это были станции KIT3 (Узбекистан), IISC (Индия), LHAS или URUM (Китай).

На втором этапе суточные данные с оценками координат пунктов наблюдений, параметрами спутниковых орбит и земного вращения из каждой кампании объединялись в одно решение с помощью программ пакета GLOBK. Многолетние вычисления лучше выполняются, если сначала объединить решения отдельных сессий в одно решение. Это более эффективно не только по времени обработки и использованию дискового пространства, но позволяет также отделить длиннопериодную составляющую от высокочастотных колебаний. При решении ко всем параметрам применялись свободные ограничения, позволяя в дальнейшем использовать их для вычисления векторов скоростей движения реперов. В результате для каждой кампании создавался файл решения, который включал ковариационную матрицу и априорные значения всех параметров (координаты станций, параметры вращения Земли и орбитальные параметры).

Третий этап состоял из объединения (также с помощью пакета GLOBK) данных по отдельным кампаниям и получения единого скоростного решения за несколько лет. Данный этап – наиболее важный, отчасти из-за того, что он является конечным, и видны результаты решения, а отчасти потому, что он еще не до конца отработан. При выполнении вычислений априорные значения координат и скоростей пунктов, земного вращения и спутниковых орбит образуют единый интегральный набор, который должен быть внутренне согласован. Наложение ограничений на эти параметры позволяет определить систему отсчета, относительно которой вычисляются координаты и скорости пунктов. Чем жестче ограничения, тем точнее должна быть система отсчета. Но это справедливо только при условии, что все априорные параметры заданы точно. Если же какие-то из них изначально определены неверно, задание жестких ограничений деформирует систему. Чтобы этого не произошло, ограничения на параметры задаются как можно более свободными. При этом возникает опасность, что такая свобода может сместить или развернуть в целом всю систему

станций и векторы их скоростей. Для того, чтобы вернуть параметры на “свое” место, используется специальная процедура, имеющаяся в пакете GLOBK и называемая стабилизацией системы отсчета (программа *glog*). Стабилизация позволяет задавать систему отсчета путем минимизации разностей между координатами и скоростями, полученными в результате решения, и их априорными значениями для набора хорошо определенных станций. Итерационный алгоритм стабилизации автоматически исключает пункты, для которых отклонения большие, поэтому он позволяет достаточно надежно определять стабильную систему отсчета.

Существует множество способов выполнения данной процедуры. Мы использовали подход, предложенный Т. Херрингом [Herring, 2001] и состоящий из следующих шагов:

1. В пределах недеформируемого региона, а таким для Тянь-Шаня может служить стабильная часть Евразийского континента, выбираются опорные IGS-станции: с наиболее длинной историей, наименьшими погрешностями, распределенные по всему континенту. По ним должна определяться система отсчета. В качестве таковых были выбраны ARTU (Арти, Урал), GRAZ (Graz-Lustbuehel), IRKT (Irkutsk), KOSG (Kootwijk Observatory), KSTU (Красноярск), MADR (Madrid), NYAL (Ny-Alesund), ONSA (Onsala), POTS (Potsdam), TROM (Tromsoe), VILL (Villafranca), WTZR (Wetzell), YAKT (Yakutsk), ZWEN (Звенигород).

2. Координаты и скорости всех станций вычисляются в неподвижной евразийской системе отсчета. Для этого априорные скорости евразийских станций приравняются нулю, после чего выполняется решение GLOBK [Kogan et al., 2000].

3. Используя полученные в шаге 2 координаты и скорости в качестве априорных, для всех пунктов региональной сети строятся временные ряды. Эти ряды используются для выявления очевидных выбросов, которые затем либо пересчитываются, начиная с первого этапа GAMIT, либо, если это не помогает, исключаются из дальнейшего решения.

4. Используя также координаты и скорости из шага 2 в качестве априорных, с помощью пакета программ GLOBK для всех пунктов региональной сети выполняется скоростное решение. В качестве стабилизационных берутся выбранные в шаге 1 четырнадцать евразийских опорных станций.

5. Используя в качестве априорных координаты и скорости уже из шага 4, повторно выполняется скоростное решение. В список для стабилизации включаются все пункты региональной сети.

Такая процедура определяет региональную систему отсчета, которая является наиболее эффективной при вычислении поля скоростей. В результате данного этапа были получены оценки координат пунктов наблюдений и векторы скоростей за период наблюдений с 1995 по 2002 годы. Так как для построения поля деформаций требуется применение дифференциальных методов, то даже небольшие ошибки в скоростях приводят к значительным искажениям. Поэтому измерения 1992–1994 годов, как не очень точные, из обработки были исключены – в те годы все наблюдения производились со штативов.

Анализ поля скоростей

Как было сказано выше, при вычислении векторов скоростей для всех пунктов наблюдений региональной сети использовалась система отсчета на основе четырнадцати IGS-станций, распределенных по Евразийскому континенту. Ближайшими являлись станции Урала и Сибири, удаленные от Тянь-Шаня на тысячи километров. Расположенная между ними и Тянь-Шанем сеть казахстанских GPS-пунктов позволила установить характер движений на поверхности земной коры этого обширного региона Казахстана. На рисунке III.5.2 показаны векторы скоростей центрально- и восточно-казахстанских пунктов, вычисленные относительно Евразийской плиты. Здесь и далее стрелки указывают направления векторов, а их величины определяют значения скоростей в соответствии с масштабом, который обычно задается в правом нижнем углу карт. Пункты наблюдений располагаются в начале векторов, а размеры эллипсов в конце стрелок показывают доверительные области с вероятностью 95%. На рисунке можно видеть, что скорости всех центрально-

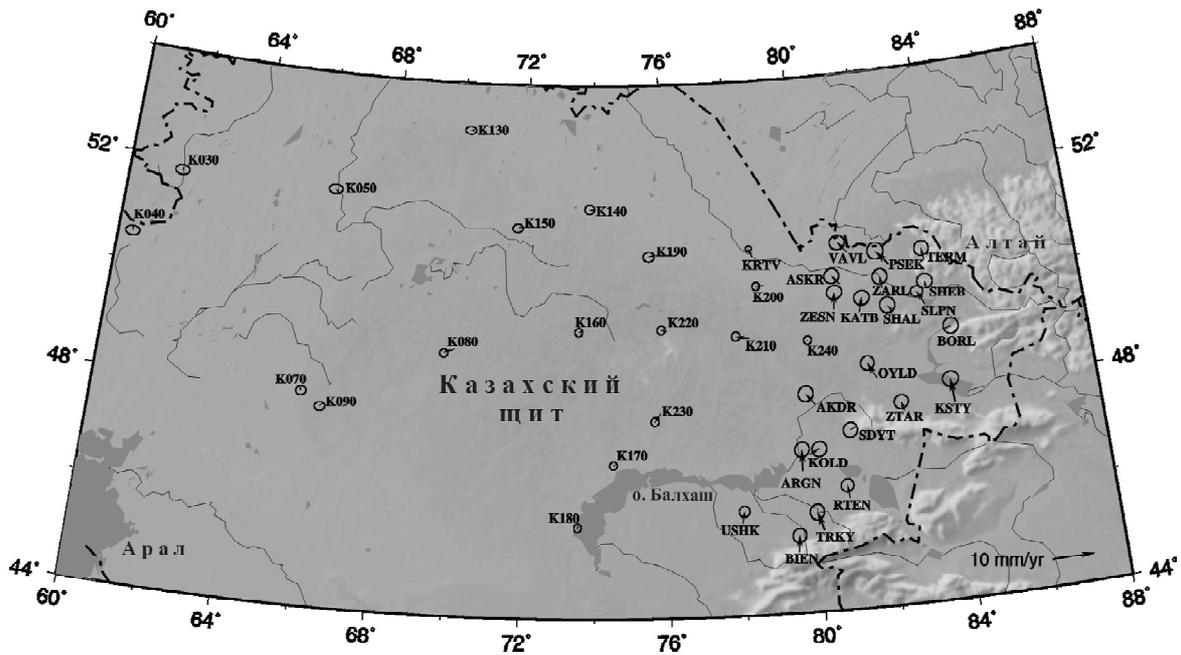


Рис. III.5.2. Карта векторов скоростей центрально и восточно-казахстанских GPS-пунктов (в Евразийской системе отсчета)

казахстанских пунктов, измеренных 4 раза (их названия начинаются на “К” с последующими тремя цифрами), имеют незначительные величины и почти не выходят за пределы доверительных эллипсов. Среднее значение меридиональной компоненты по 18 центрально-казахстанским пунктам, расположенным севернее 44° с.ш., близко к нулю, а широтной – около 1 мм год⁻¹ в направлении на запад. То есть можно сделать вывод, что в настоящее время Казахский щит относительно

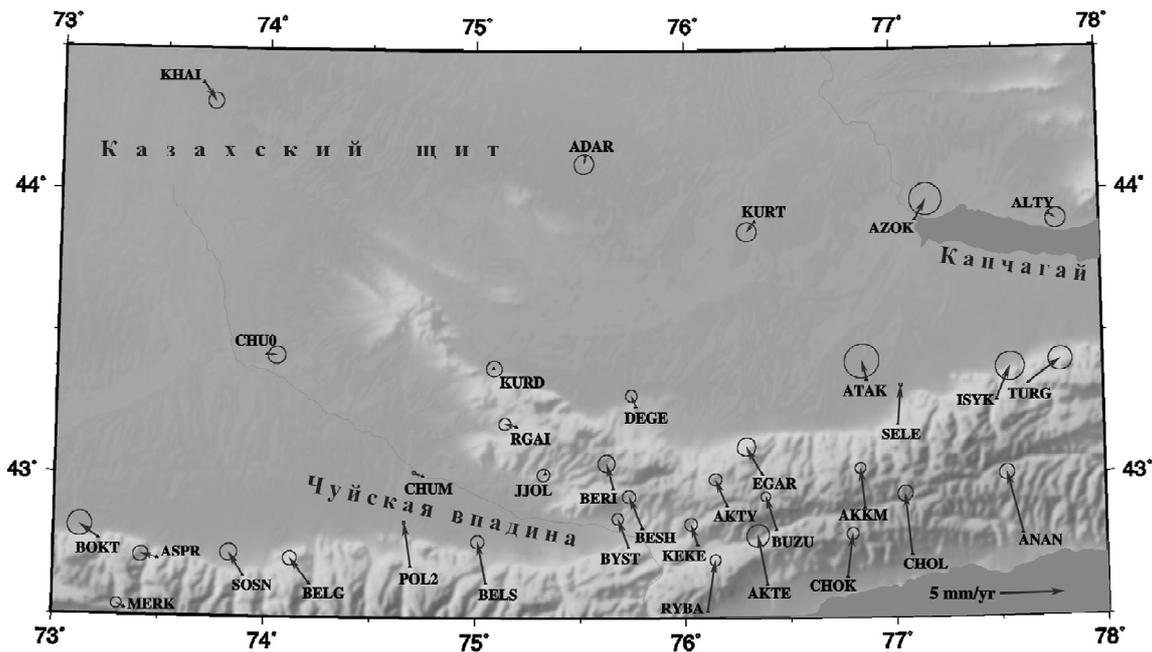


Рис. III.5.3. Карта векторов скоростей южных пунктов наблюдений Казахского щита

всей Евразии остается неподвижным. Он также не испытывает каких-либо внутренних деформаций.

Этот вывод подтверждают и наблюдения на шести южно-казахстанских пунктах AZOK, KURT, ADAR, ALTY, KHA1 и CHU0 (рис. III.5.3), которые проводятся уже в течение 10 лет. Средние значения северной и восточной компонент их скоростей, соответственно равны $-0,3$ и $0,3$ мм/год. В то же время можно видеть, что у восточно-казахстанских пунктов (см. рис. III.5.2), охватывающих территории Джунгарского Алатау, Тарбагатай и Алтая, хотя движения из-за меньшего периода наблюдения более хаотичны, векторы скоростей имеют явно выраженную северную направленность. При более длительных измерениях размер векторов, возможно, уменьшится. Но важно то, что величина северной компоненты скорости с юга на север практически не меняется. Сокращение земной коры от Джунгарского Алатау до Алтая составляет всего около 1 мм год⁻¹. То есть, в восточной части Казахстана происходят очень слабые (по сравнению с Тянь-Шанем) деформации, но они усиливаются к северу в российской части Алтая.

Карта поля скоростей Центрального и частично Западного Тянь-Шаня, также вычисленных относительно Евразийской плиты, представлена на рисунке III.5.4. Векторы скоростей здесь имеют преимущественно меридиональное направление, а их величины убывают с юга на север. Это свидетельствует о сокращении земной поверхности поперек Тянь-Шаня, что согласуется с геологическими данными о субмеридиональном сжатии горной системы [Molnar, Tapponnier, 1975; Макаров, 1977; Макаров и др., 1982, 1996; Чедия, 1986; и др.]. В восточной и западной частях карты видно проявление широтной компоненты, которая от 76-го меридиана расходится, соответственно, на восток и на запад, что свидетельствует об удлинении коры в данном направлении. Средняя скорость удлинения по линии 1 (рис. III.5.5) составляет около 4 мм год⁻¹ или $5,2 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹ в величинах линейной деформации. При этом в большей степени изменяется длина восточной части, скорость деформации которой вдоль линии 2 составляет $9,4 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. Западная часть (линия 3) в широтном направлении почти не деформируется – скорость ее удлинения менее $1 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹.

Значения северной компоненты векторов скоростей южных пунктов сети могут служить для оценки величины укорочения Центрального Тянь-Шаня в меридиональном направлении. Без уче-

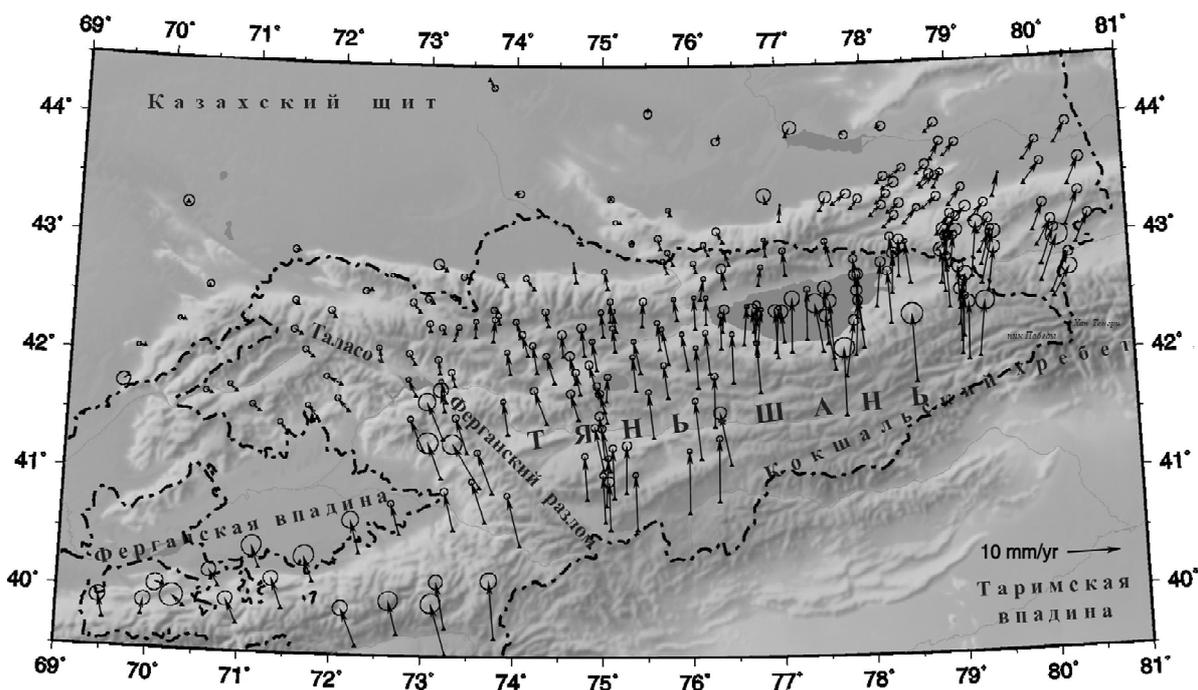


Рис. III.5.4. Поле векторов скоростей Центрального Тянь-Шаня, вычисленных относительно Евразийской плиты

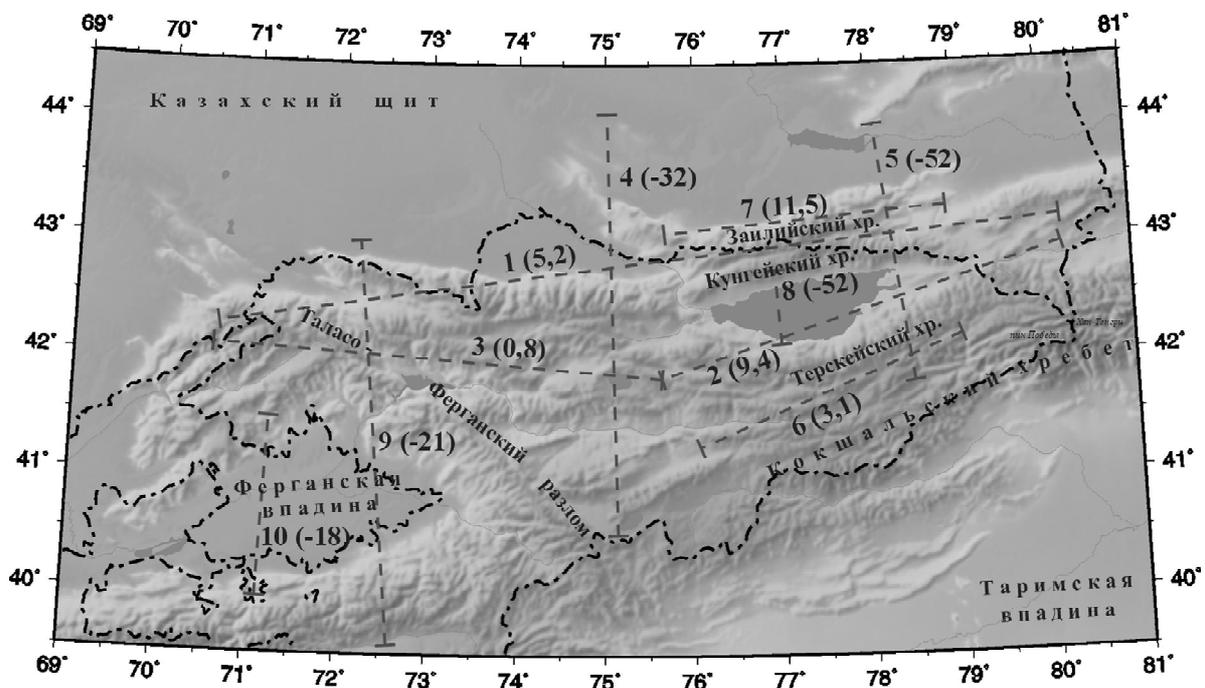


Рис. III.5.5. Схема линейных деформаций Центрального Тянь-Шаня

та южной (китайской) части территории оно составляет 11–13 мм/год (см. рис. III.5.4). Обращает на себя внимание то, что пункты, имеющие максимальные значения скоростей, сосредоточены в полосе восток-северо-восточного простирания параллельно Кокшаальскому хребту. И хотя ширина Центрального Тянь-Шаня к востоку уменьшается, величина абсолютного меридионального укорочения остается одинаковой на всем его протяжении. То есть, в восточной части Центрального Тянь-Шаня происходят более интенсивные деформации. Так, скорость линейной деформации по линии 9 (см. рис. III.5.5) равна $-21 \cdot 10^{-9}$ лет⁻¹, по линии 4 она составляет $-32 \cdot 10^{-9}$ лет⁻¹, а по линии 5 – $52 \cdot 10^{-9}$ лет⁻¹. Это соответствует рельефу. Самые большие высоты Центрального Тянь-Шаня (пик Хан-Тенгри – 6995 м, пик Победы – 7439 м) находятся в его восточной части. Если это так, то наблюдаемая дифференциация скоростей устойчива достаточно длительное время в его геологическом понимании.

Наблюдения в восточной части Центрального Тянь-Шаня были начаты в 1992–1993 годах. После получения первых результатов о скоростях современных движений в восточном Прииссыккулье было обнаружено наличие больших градиентов скоростей. Поэтому в 1997 г. количество пунктов в этом районе было значительно увеличено (рис. III.5.6). В настоящее время они представляют собой довольно плотную сеть, организованную в виде нескольких профилей. В восточной части Центрального Тянь-Шаня можно выделить несколько зон, где происходят резкие изменения скоростей. Одна из них – в восточной части Кунгейского хребта. Обращает на себя внимание существование двух групп векторов, различающихся как по направлению, так и по величине. Пункты, расположенные в районе Заилийского Алатау и Кегенской впадины (DALA, KNSU, GKUL, TUMK и др.), имеют векторы скоростей небольшой величины с направлением на северо-восток. Пункты же, расположенные в Иссыккульской впадине южнее хр. Кунгей (PPR4, TYUP, NTP4, SRBL), движутся гораздо быстрее и почти на север (с незначительным отклонением на запад). Это предполагает развитие в рассматриваемой зоне условий поперечного субмеридионального сжатия с возможным развитием продольных (относительно хребтов и впадин) разрывов взбросо-надвигового типа с правосторонней сдвиговой компонентой.

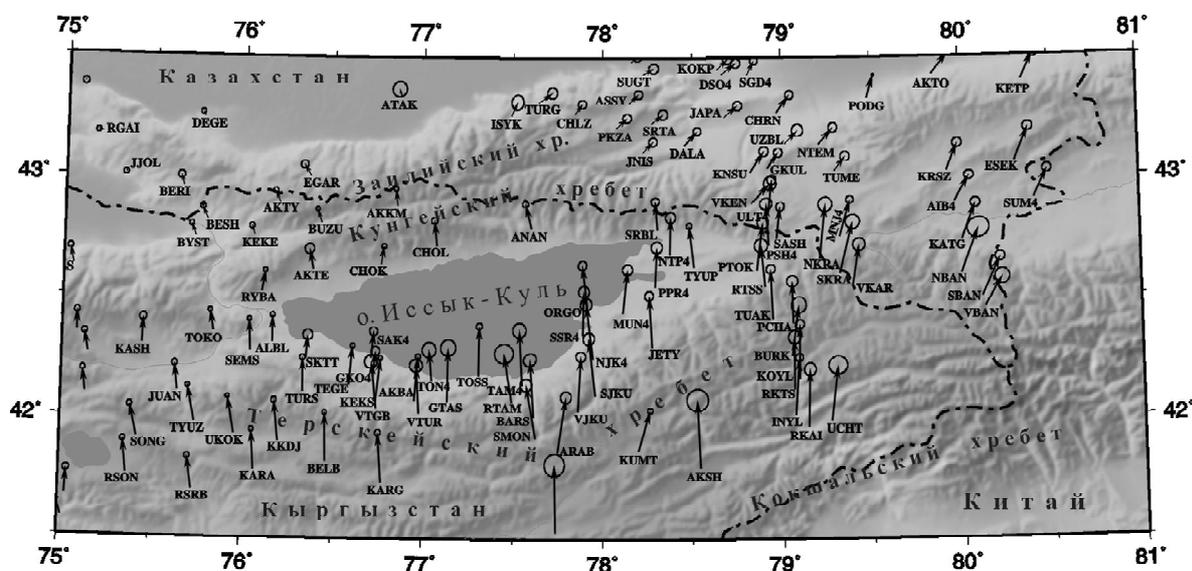


Рис. III.5.6. Поле векторов скоростей восточного участка сети

По расположению пунктов наблюдений трудно определить, где проходит линия раздела. Это может быть как северо-восточная, так и юго-восточная граница Кунгейского хребта, совпадающая с одним из разломов, на котором кроме взбросового движения с горизонтальной скоростью сближения бортов около $4,5 \text{ мм год}^{-1}$ существует и правосторонний сдвиг, средняя скорость которого составляет около $2,5 \text{ мм год}^{-1}$. Это несколько неожиданно, так как по геологическим данным все основные разломы широтного простирания к востоку от Таласо-Ферганского разлома имеют левостороннюю компоненту сдвигового смещения.

Другая градиентная зона поля скоростей просматривается вдоль южного берега оз. Иссык-Куль. Возможно, эта зона также связана со взбросовыми движениями по Предтерской разлому, отделяющему Иссыккульскую впадину от Терской хребта. В целом, Иссыккульская впадина в поперечном направлении (по линии 8, см. рис. III.5.5) сокращается на $3,5 \text{ мм год}^{-1}$ или на $-52 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$. Интересно, что при этом удлинение земной коры вдоль основных геологических структур на юге от Иссыккульской впадины (линия 6) незначительно ($3,1 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$). На севере же по Заилийскому хребту (линия 7) оно более значимо и составляет $11,5 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$. Но длина соседнего с юга Кунгейского хребта почти не изменяется. По всей видимости, поперечное сокращение Тянь-Шаня здесь компенсируется в основном вертикальными контрастными движениями. Отметим также, что именно такая дифференцированная картина деформаций может породить казалось бы аномальные правосторонние сдвиговые смещения на отдельных участках широтных разломов.

Векторы скоростей западной части сети (западнее 75-го меридиана имеют существенно иной характер (см. рис. III.5.4, рис. III.5.7). В этом районе поле скоростей более гладкое, без явно выраженных градиентов. Исключение составляет участок на северо-востоке Ферганской впадины вблизи гор. Майли-Сай. Граница проходит, по-видимому, вдоль юго-восточного подножия Баубашатинского горного массива (наивысшая точка – гора Баубашата – 4427 м), совпадая с Арсланбобским краевым разломом. Пункты юго-восточнее этой границы движутся на $\sim 4 \text{ мм год}^{-1}$ быстрее, чем на северо-западе от нее.

Определение величины современных движений в области Таласо-Ферганского разлома по ближайшим к нему GPS-пунктам показало, что практически для всех точек юго-западного крыла касательная к разлому компонента скорости несколько выше, чем для пунктов северо-восточного крыла, т.е. подтверждается правосторонний характер напряжений, деформаций и смещений в его зоне. Величина этих смещений, рассредоточенных в довольно широкой полосе в среднем составля-

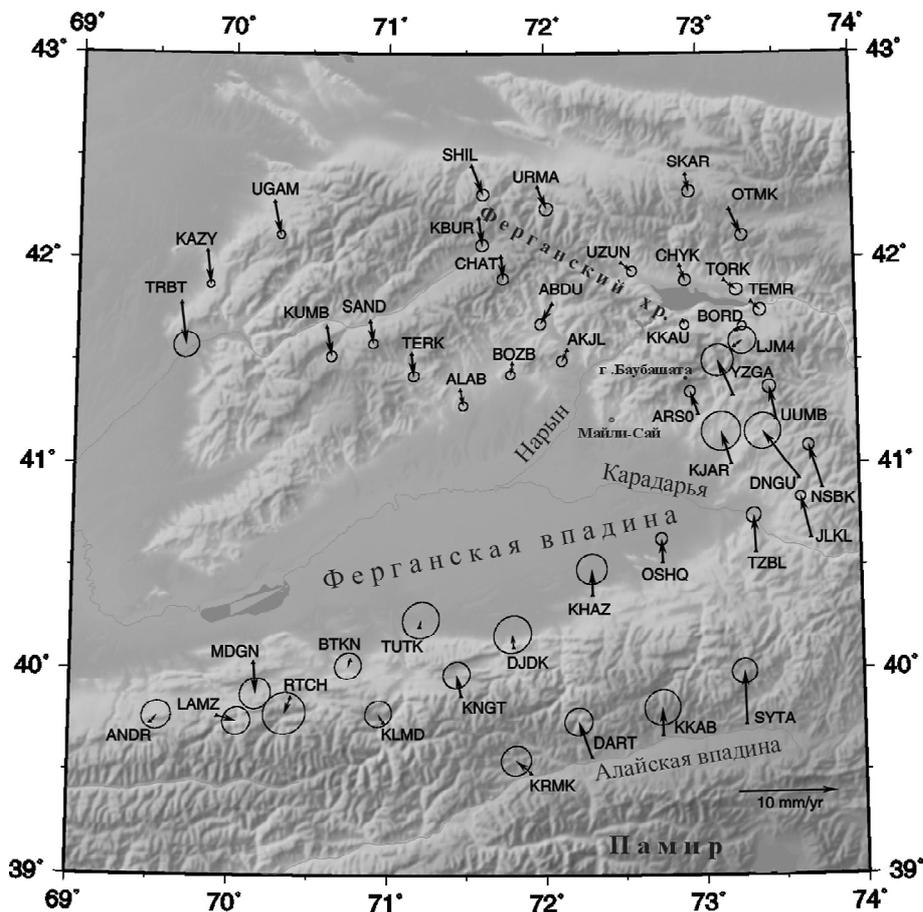


Рис. III.5.7. Карта векторов скоростей пунктов Ферганского окружения в измененной системе отсчета

ет около 1 мм/год, то есть на порядок меньше определенного по геологическим данным [Трифонов и др., 1990; Trifonov et al., 1992; Burtman et al., 1996]. Для определения связи этих сдвиговых движений с Таласо-Ферганским разломом были проанализированы векторы скоростей к северо-востоку от разлома. Все они имеют касательные компоненты скорости правостороннего характера. Это свидетельствует о том, что сдвиговые деформации и смещения в районе Таласо-Ферганского разлома связаны не только и не столько с ним, а распределены в значительно более широкой полосе, отвечающей одноименной секущей региональной (трансорогенной) зоне деформаций земной коры. Сдвиг вдоль известного разлома является выдающимся, но лишь элементом этой зоны. Кстати, это согласуется с аналогичными данными по магнитотеллурическому зондированию, приведенными выше.

Результаты GPS-наблюдений пунктов, расположенных к югу от Ферганской впадины, появились только в последнее время. При их отсутствии векторы скоростей пунктов, окружающих впадину с востока, севера и северо-запада, создавали представление о вращении впадины с движением против часовой стрелки (см. рис. III.5.4): восточные пункты перемещаются на северо-запад, а северные имеют направление от запад-северо-западного до западного. С появлением данных о векторах скоростей движений южных пунктов стало очевидным, что характер движений здесь иной. Чтобы разобраться в характере движений в районе Ферганской впадины, необходимо переместить систему отсчета внутрь данного района, то есть вычислить среднее значение скоростей пунктов, окружающих впадину, и вычесть его из всех векторов. На рисунке III.5.7 показано поле скоростей в такой системе отсчета. За исключением группы пунктов между реками Нарын, Карадарья и Ферганским хребтом, у всех векторов практически отсутствует широтная составляющая. Наряду

со сжатием в меридиональном направлении, которое поперек Ферганской впадины (по линии 10, см. рис. III.5.5) составляет 3 мм год^{-1} или $-18 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$, происходят движения сдвигового характера. Самые западные (меридиан 70°) пункты перемещаются на юг, а на востоке ($71-72^\circ$) движение происходит на север. Пока не ясно, как реализуются эти смещения: связаны ли они со сдвиговыми перемещениями по отдельным разломам или имеют распределенный характер. Но в целом эта картина согласуется с давлением Памирского выступа на Тянь-Шань.

Дивергенция векторного поля скоростей и геоэлектрические особенности земной коры

Поле скоростей современных движений не является характеристикой инвариантной. При смене начала отсчета, как это было видно из примера выше, направления и величины векторов скоростей существенно меняются. Чтобы избавиться от этого, необходимо перейти к независимым от систем отсчета величинам. Одной из таких характеристик векторного поля является дивергенция – первый инвариант тензора деформации [Гзовский, 1971; Зубович и др., 2001]. Для двумерного случая земной поверхности дивергенция может быть вычислена как:

$$\text{div } V = dV_x/dx + dV_y/dy .$$

Величина $\text{div}V$ представляет собой скорость изменения размера площади и отражает среднегодовые горизонтальные деформации на дневной поверхности. Величины dV_x/dx и dV_y/dy – среднегодовые приращения деформаций соответственно вдоль широтного и меридионального направлений. Для перехода к этим величинам были выполнены интерполяция векторов скоростей на равномерную сетку и сглаживание фильтром 80×80 км, затем для каждого узла сетки вычислена дивергенция. Для расчета были выбраны только те пункты, у которых среднеквадратическая ошибка оценок скоростей не превышала 1 мм год^{-1} . Полученное деформационное поле представлено на рисунке III.5.8 (см. вклейку). Из него следует, что деформации земной коры Тянь-Шаня распределены неравномерно. Наибольшее сжатие происходит в области Иссыккульской, Кегенской, Чуйской, а также Сусамырской впадин, из чего можно было бы заключить, что впадины сжимаются сильнее хребтов. Но, например, Илийская или Таласская впадины этого в явном виде не обнаруживают. На рисунке видно, что в деформационном поле наряду с областями сжатия проявились и зоны, где деформации практически отсутствуют. Такие зоны существуют в районе Чаткало-Кураминской системы хребтов, в Илийской впадине, у озера Сонкуль и т.д. С юга и севера Ферганской впадины также наблюдаются области сжатия, но из-за малой продолжительности измерений и недостаточной плотности сети поле деформации этого района определено еще недостаточно точно, его форма со временем может значительно измениться.

Современные движения на поверхности Земли являются одним из проявлений сложных геодинамических процессов, происходящих внутри нее. Характер деформаций земной коры в условиях современных тектонических напряжений может зависеть от многих факторов. Это и физические свойства горных пород, и глубинное строение земной коры, степень ее расслоенности и др. Установлено, что в Тянь-Шане широко развит расслоенный тип земной коры, характеризующийся наличием волноводов и проводящих геоэлектрических горизонтов [Макаров и др., 1982; Юдахин, 1983; Литосфера..., 1986; Бакиров и др., 1996; Трапезников и др., 1997]. В связи с этим, представляет интерес совместный анализ поля деформации с рассмотренными выше особенностями геоэлектрического разреза.

Трехмерное изображение кровли вышеописанного электропроводящего слоя после интерполяции данных на равномерную сетку и наложенное поверх него поле деформации показаны на рисунке III.5.9 (см. вклейку). Наименьшая глубина залегания поверхности проводящего слоя отмечается в районе Нарынской впадины (до 15 км). С удалением на север поверхность погружается и в районе южного окончания Казахского щита достигает 40 км. Из-за отсутствия данных южнее Кир-

гизстана нет возможности проследить ее поведение в том районе. Но уже из имеющихся данных видно, что область наибольшего сжатия приходится на северный склон поверхности проводящего слоя. Более того, интенсивность проявления деформации в меридиональном направлении коррелируется с наклоном поверхности проводящего слоя.

На рисунке III.5.10 показаны графики значений деформационного поля и производной глубины залегания кровли проводящего слоя по северному направлению (dH/dy) для шести меридиональных профилей. Первая величина ($n \cdot 10^{-9}$ год $^{-1}$) характеризует среднегодовое изменение деформации в меридиональном направлении (отрицательные значения говорят о сжатии), а вторая (dH/dy) отражает наклон поверхности проводящего слоя в том же направлении. Оказывается, что чем круче ее наклон, тем интенсивнее деформации на поверхности Земли над ним. В таблице III.5.2 приведены коэффициенты корреляций между указанными величинами по шести профилям. Представлены также границы доверительных интервалов коэффициентов корреляций при 95% уровне доверия, смещение максимума корреляции в меридиональном направлении и размер выборки. Смещение максимума корреляции, как видно из таблицы, составляет в основном 11–17 км (кроме профиля на долготе 78°), что меньше среднего расстояния между пунктами, равного 25 км.

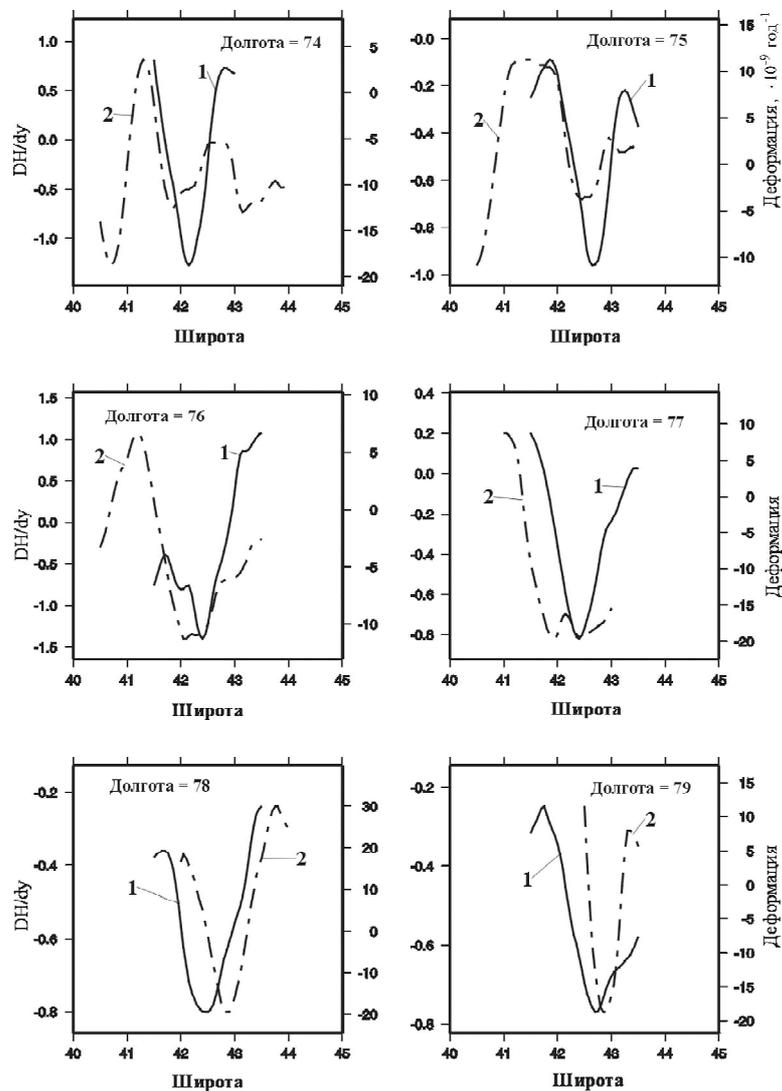


Рис. III.5.10. Графики значений деформационного поля (1, $n \cdot 10^{-9}$ год $^{-1}$) и наклона кровли проводящего слоя (2, dH/dy) по северному направлению для шести меридиональных профилей

Таблица III.5.2

**Корреляция значений деформационного поля Северного и Центрального Тянь-Шаня
с глубиной кровли электропроводящего слоя**

Долгота профиля, в градусах восточной долготы	Коэффициент корреляции	Границы доверительного интервала		Смещение максимума корреляции		Размер выборки
		нижняя	верхняя	в градусах	в км	
74	0,82	0,66	0,91	-0,10	-11	31
75	0,86	0,75	0,92	-0,15	-17	41
76	0,73	0,54	0,85	0,15	17	38
77	0,74	0,54	0,87	0,15	17	34
78	0,96	0,93	0,98	-0,35	-39	38
79	0,95	0,89	0,98	-0,15	-17	21

Высокая степень корреляции кривых означает, что между интенсивностью горизонтальных деформаций на поверхности земной коры и углом наклона проводящего слоя существует сильная зависимость. Из этого следует, что распределение деформаций по поверхности земной коры в значительной степени зависит от ее внутренней структуры. Но так как эти структуры существуют длительное время в геологическом смысле, то и поле деформации должно сохранять свою конфигурацию так же долго.

Анализ деформационного поля Центрального Тянь-Шаня

Так как пункты наблюдений по территории распределены не строго равномерно, то при расчете дивергенции использовались интерполяция и сглаживание данных. Поэтому представленный рисунок III.5.8 отражает усредненный характер изменения деформации на поверхности Земли. Он ничего не говорит о направлениях этих изменений. Для более детального изучения деформационной картины требуются более “тонкие” вычисления, например определение главных значений деформации и отображение их в виде эллипсов. Здесь и далее при упоминании деформаций имеются в виду их среднегодовые значения, то есть скорости изменения деформаций за год. Существуют различные методы расчета главных значений. В традиционной геодезии вычисление обычно производится по приращениям длин каждой из сторон треугольников, в вершинах которых выполняются наблюдения [Кучай, Захаров, 1984]. При использовании глобальной системы позиционирования скорости в вершинах треугольников в этом случае могут пересчитываться в скорости линейных деформаций вдоль сторон треугольника, после чего рассчитывается эллипс, малая и большая оси которого определяют главные значения (рис. III.5.11). Эллипс показывает, насколько исходная окружность под действием сил деформируется за год. Но в отличие от традиционной геодезии использование векторов скоростей позволяет рассчитать для каждой стороны треугольника уже не одну линейную деформацию, а две ее компоненты (X и Y), поэтому для вычисления эллипса деформации достаточно только двух непараллельных линий (рис. III.5.12).

Тяньшаньская GPS сеть с 1992 г. непрерывно развивалась. Каждый год добавлялись новые пункты. Естественно, что количество измерений на всех пунктах сети неодинаково. Различными были во время измерений и условия наблюдений. Из-за этого погрешности определения векторов скоростей от точки к точке различаются. Так как значения скоростей между соседними пунктами изменяются не очень сильно, то даже небольшие ошибки в скоростях приводят к значительным погрешностям в деформациях. Использование прямых методов вычисления тензора деформации по трем или двум линиям (в дальнейшем называемых базисными) не позволяет исключить такие ошибки. Чтобы уменьшить их влияние, был предложен способ, использующий робастный подход. Для каждого пункта наблюдения в радиусе 100 км определялись до 10 ближайших к нему других GPS-точек. Для линий между каждой точкой и основным пунктом вычислялись две компоненты (X и Y) линейных деформаций, после чего наибольшие и наименьшие величины отбрасывались, а

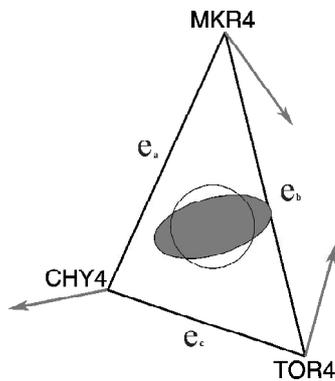


Рис. III.5.11. Пример определения параметров эллипса деформации по трем сторонам треугольника

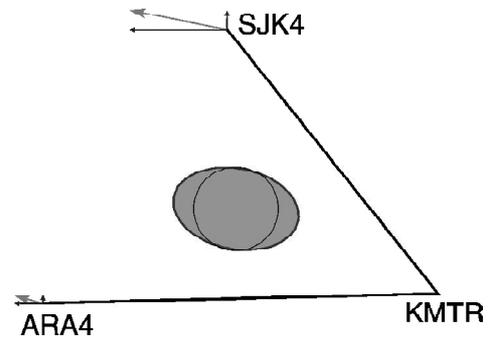


Рис. III.5.12. Пример определения параметров эллипса деформации по двум базисным линиям

оставлялись лишь 3–4 линии, имеющие промежуточные значения. По ним и вычислялись компоненты тензора деформации:

$$E_{xx} = 1/N \cdot \sum [(V_{xi} - V_{x0}) \cdot \sin(\alpha_i) / L_i],$$

$$E_{yy} = 1/N \cdot \sum [(V_{yi} - V_{y0}) \cdot \cos(\alpha_i) / L_i],$$

$$E_{xy} = 1/N \cdot \sum [(V_{yi} - V_{y0}) \cdot \sin(\alpha_i) / L_i + (V_{xi} - V_{x0}) \cdot \cos(\alpha_i) / L_i],$$

где: E_{xx} , E_{yy} и E_{xy} – компоненты тензора деформации; N – количество базисных линий, используемых в расчете (обычно 3 или 4); V_{xi} и V_{yi} – компоненты скорости i -го пункта для направлений X и Y ; V_{x0} и V_{y0} – компоненты скорости (основного) пункта, для которого вычисляется тензор; α_i – азимут i -го пункта относительно основного; L_i – расстояние между i -м и основным пунктами.

Главные значения и азимут эллипса деформации вычислялись как:

$$E_1 = \{E_{xx} + E_{yy} + \text{sqrt} [(E_{xx} - E_{yy})^2 + E_{xy}^2]\} / 2$$

$$E_2 = \{E_{xx} + E_{yy} - \text{sqrt} [(E_{xx} - E_{yy})^2 + E_{xy}^2]\} / 2$$

$$a = \text{arctg} \{2 \cdot (E_1 - E_{xx}), E_{xy}\}.$$

На рисунке III.5.13 (см. вклейку) представлены эллипсы деформаций, рассчитанные описанным выше способом. В правом нижнем углу карты показан масштаб. Он определен так, что при скорости деформации $-50 \cdot 10^{-9}$ лет $^{-1}$ и более сильном сжатии эллипсы превращаются в линию. Округлость указывает на недеформированное состояние земной поверхности. Оттенком серого цвета отражается отношение длины малой оси к большой. У большинства эллипсов ось сжатия (малая ось) имеет меридиональное направление, что согласуется с направленностью основных неотектонических структур Центрального Тянь-Шаня. В целом, восточная часть испытывает более интенсивные деформации, чем западная. Как и в случае с дивергенцией, здесь выделяются области наибольших деформаций, но более детально. Если в поле дивергенции Иссык-Куль и его окружение отображаются как одно пятно, то тензорное представление делит его на несколько зон. В первую очередь, это зона сочленения Терсейского хребта с Иссыккульской впадиной. Она разбивается на две части: западную и восточную, причем интенсивность деформаций в западной части выше. Центральная часть южного берега озера Иссык-Куль (в районе пос. Каджисай и Барскаун), разделяющая эти зоны, деформируется слабее и имеет аномальные по отношению к окружающему пространству направления главных осей деформаций. Интересно, что она выделяется и в неотектонической структуре – палеозойский фундамент впадины здесь приподнят и подступает непосредственно к озеру, а сам участок пространственно приурочен к Барскаунской трансорогенной зоне глубинных нарушений [Макаров, Соловьева, 1975; Макаров, 1977; Макаров и др., 1982]. На востоке Кунгейского хребта и Иссыккульской впадины между $77,5^\circ$ и $79,5^\circ$ в.д. по широте $42,8^\circ$

также выделяется зона, где происходят интенсивные деформации. В поле скоростей (см. рис. III.5.6) она соответствует отмеченным выше перемещениям, напоминающим взбросовые с некоторым правосторонним сдвигом. Область сжатия прослеживается и далее на восток по Текесско-Кегенской впадине. К северу от этой зоны находится почти недеформируемая область, географически совпадающая с частью восточной половины Заилийского хребта и Илийской впадиной. На юге по меридиану 79° в районе рек Иныльчек и Акшийрак проявилась еще одна область сжатия. Можно предположить, что пространство между Терсейским и Кокшаальским хребтами (в восточной их части) в настоящее время характеризуется повышенным напряженным состоянием и смятием. Но в поле дивергенции эта область из-за сглаживания не отразилась.

Еще одна зона сжимающих деформаций выявляется в Нарынской впадине. В ранее показанных полях современных движений она себя почти не проявила. Но эллипсы картируют зону на протяжении почти 200 км – от 75° до 77° в.д. Возможно, что это продолжение той же внутритяньшанской зоны сжатия между Терсейским и Кокшаальским хребтами на востоке.

На западе Центрального Тянь-Шаня выделяется район Сусамырской впадины, где в 1992 г. произошло землетрясение с $M=7,2$. Возможно, что наблюдаемые деформации связаны с данным событием. До сих пор здесь отмечается афтершоковая активность. Еще одна зона сжатия находится южнее Токтогульского водохранилища между реками Нарын и Карадарья. В поле скоростей было определено, что эти деформации, по-видимому, реализуются вдоль юго-восточного подножия гор Баубашата по Арсланбобскому краевому разлому. Удивительно, что к северу и югу от Ферганской впадины эллипсы не деформированы, тогда как в поле дивергенции деформации наблюдаются. Это можно объяснить недостаточной плотностью сети – отсутствием данных с пунктов наблюдений внутри Ферганской долины при вычислении эллипсов деформации.

Эллипсы отражают более детальную картину, чем поле дивергенции. Они показывают, что деформации концентрируются в узких зонах, и эти зоны, по всей видимости, связаны с криповыми движениями по разломам. Такая уверенность основывается, в том числе, и на результатах наблюдений на Бишкекской локальной сети, данные по которой будут представлены ниже. О наличии современной разрывной тектоники в Тянь-Шане может свидетельствовать и следующий пример. Если соединить все пункты GPS наблюдений попарно, то получится большое количество базисных линий. Рисунок III.5.14 (см. вклейку) демонстрирует значения линейных деформаций по этим линиям в зависимости от их длины. При больших расстояниях L между пунктами наблюдений разброс точек уменьшается, а чем короче линии, тем значительнее варьируют деформации. Черные линии на рисунке показывают аппроксимирующие кривые. Для 2525 положительных значений деформаций (D_p) эмпирическая зависимость соответствует

$$D_p = 549,3 / L + 4,0,$$

а для 6273 отрицательных значений линейных деформаций –

$$D_n = -758,9 / L - 17,6.$$

где L – длина линии.

Если бы аппроксимирующие кривые проходили параллельно оси абсцисс, это означало бы однородную деформацию по всей территории сети наблюдения. Гиперболичность же свидетельствует о существовании скачкообразных изменений в поле скоростей, которые, по всей видимости, являются движениями по разломам. Наличие разрывных нарушений приводит к тому, что для базисных линий различной длины одинаковые смещения на пересекающих их разрывах будут иметь различные значения деформации. А при больших длинах существует вероятность вообще “потерять” в деформационных полях какие-то зоны сжатия/растяжения. Но GPS-сеть, созданная в Центральном Тянь-Шане, имеет значительную плотность. Это позволяет создать более-менее равномерное покрытие наблюдениями всей территории и использовать поле деформаций в условиях разрывной тектоники. Существующая плотность сети дает возможность, на наш взгляд, обеспечить выявление всех зон значительных движений на поверхности земной коры региона.

Сопоставление современных движений и деформаций земной коры с сейсмичностью

Современные движения, наблюдаемые с помощью GPS, проявляют геодинамические процессы только на земной поверхности. О движениях внутри земной коры можно судить по распределению сейсмичности в регионе. Сейсмические события являются наиболее доступной и наиболее полной, с точки зрения охвата территории, информацией. По-видимому, лучше всего для сопоставления подходят по своей природе слабые события. В отличие от крупных землетрясений, которые случаются довольно редко, слабую сейсмичность даже во временном масштабе GPS-наблюдений можно считать близкой к непрерывному процессу. Результаты наблюдений за полем скоростей современных движений показывают, что за последние десять лет его характер остается практически неизменным, то есть деформации на поверхности Земли также являются непрерывными. Поэтому, если предположить, что сейсмическая активность внутри земной коры и деформирование ее поверхности – проявления одного процесса, причем близкие по своей физической сути, то их распределения в плане должны в значительной степени совпадать. В нашей предшествующей публикации [Зубович и др., 2001] было показано, что при сравнении усредненных полей дивергенции и плотности распределения эпицентров землетрясений имеется значительное сходство внешних контуров областей максимального горизонтального сжатия и плотности распределения сейсмичности.

Для более детального сопоставления современных движений с распределением сейсмичности предпочтительней использовать непосредственно эпицентры землетрясений вместо сглаженных полей. Для построения карты распределения сейсмических событий по территории Центрального Тянь-Шаня были использованы данные сейсмологической сети, предоставленные Опытно-методической сейсмологической экспедицией НАН Киргизской Республики [Ильясова и др., 1980; Ильясов и др., 1992]. Для большей части территории кондиционным является энергетический класс землетрясений $KD7,0$. Общее количество землетрясений, произошедших за семилетний период на этой территории, составило 8930. Как и поле деформации, сейсмичность распределена крайне неравномерно. Наиболее сейсмоактивный район находится южнее осевой линии Кокшаальского хребта, в зоне сопряжения Тянь-Шаня с Таримским массивом. Но нашими GPS-исследованиями и расчетами деформаций он пока не охвачен. Другие два наиболее активных района – это восточная часть Ферганской впадины и окружение озера Иссык-Куль.

В деформационных полях первый район практически себя не проявил, за исключением Баубашатинского массива и Токтогульского водохранилища. Очевидно, что это связано с недостаточной плотностью сети в данном регионе и, особенно, с отсутствием внутриферганских пунктов GPS-наблюдений. Как было показано на рисунке III.5.5, сокращение поперек Ферганской впадины по линии 10 составляет $-18 \cdot 10^{-9}$ лет⁻¹ или 3 мм год⁻¹, восточнее этой линии оно еще значительнее. И это укорочение где-то должно быть реализовано: либо внутри впадины, либо на ее границах с окружающими хребтами, но возможно, что и там, и там. Структурная реализация сжатия в Центральном Тянь-Шане сосредоточена в основном в зонах предгорий. А на возможность деформаций внутри Ферганской впадины указывает сдвиговый характер движений расположенных вокруг нее пунктов (см. рис. III.5.7).

В районе озера Иссык-Куль выделяются две зоны: юго-западная и северо-восточная. В них происходит наибольшее количество землетрясений. В деформационных полях эти зоны также нашли отражение, хотя северо-восточная деформационная зона несколько сдвинута на восток относительно сейсмической. Землетрясения под центральной и западной частью Кунгейского хребта более слабые, чем на востоке, в деформациях они не отразились. Заилийский хребет менее сейсмичен, чем Кунгейский, за исключением своей восточной части и перемычки в центре. Возможно, что по данной перемычке проходит граница раздела векторов скоростей (см. рис. III.5.6) на две группы. На западе векторы имеют север-северо-западное направление, в восточной части они развернуты на северо-восток. Исходя из конфигурации поля скоростей и юго-восточного простираания Заи-

лийской “сейсмической перемычки”, можно предположить, что правосторонний сдвиг, обнаруженный на востоке Кунгейского хребта, проходит и через Заилийский Алатау, маркируя свое местоположение слабыми землетрясениями.

В период с 1995 по 2001 годы, кроме вышеуказанных сейсмоактивных районов, выделяются и другие зоны скопления сейсмических событий, хотя и менее обширные. Это южные предгорья Чуйской и Сусамырской впадин, северные предгорья Нарынской долины, расположенные между меридианами $74,5^\circ$ и 76° , хребты Байбиче-Тоо и Кара-Тоо, разделяющие Нарын и Атбаши, верховья р. Нарын, районы рек Айшийрак и Иныльчек, то есть те же районы, что и зоны сжатия, обнаруженные по GPS-данным. В то же время, район озера Сонкуль, например, отличается почти полным отсутствием сейсмичности, здесь также нет и каких-либо деформаций. Аналогичная ситуация и в центральной части Чаткало-Кураминской системы хребтов – почти полное отсутствие как сейсмической, так и деформационной активности. Таким образом, из сказанного выше следует вывод о значительной пространственной корреляции, которая наблюдается (даже на качественном уровне) в Центральном Тянь-Шане между распределением слабой сейсмичности и деформационным полем на поверхности земной коры. Зависимость рассмотренных параметров дает основание полагать, что они обусловлены общим геодинамическим процессом.

GPS-наблюдения на Бишкекской локальной сети

Периодичность измерений региональной сети один раз в год не позволяет судить о динамике движений поверхности земной коры. Поэтому в 1997 г. в северных предгорьях Киргизского хребта к югу от гор. Бишкек была создана локальная сеть для измерений с большей периодичностью. Первоначально сеть состояла из 25 пунктов, но в дальнейшем несколько точек было разрушено. Сеть охватывает территорию $\sim 40 \times 100$ км, которая расположена в зоне сочленения хребта и впадины и расчленена активными разломами в основном субширотного простирания. В рельефе (с юга на север) район разделяется на высокие предгорья Киргизского хребта, Байтыкскую впадину, адырные поднятия низких предгорий и Чуйскую впадину. Глубина палеозойского фундамента в последней достигает 5 км, на хребте он поднят до 4,5 км и более. Размах вертикальных смещений – до 10 км. Считается, что с юга на север возраст тектонических разломов уменьшается, а сами разломы, по-видимому, представляют собой систему чешуй.

Как было показано ранее, это – сейсмически активный район, являющийся зоной значительных деформаций. Эпицентры большинства сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня лежат в полосе, простирающейся вдоль северного склона Киргизского хребта.

Наблюдения на локальной сети преследовали многие цели и одними из них были определение поля скоростей на небольшой территории и определение величины относительных перемещений по разломам, если такие движения обнаружатся.

Так как на всем участке сети нет коренных выходов скальных пород, все 25 пунктов были заложены в осадочных породах кайнозоя. Измерения проводились одновременно на 3-х пунктах сети по 21 часу на каждом. Последующие 3 часа использовались для перемещения приемников. С 1997 по 1999 годы измерения начинались в 5.00 и заканчивались в 2.00 следующего дня по GPS-времени, но в дальнейшем начало наблюдений было перенесено на 8 часов позже. Это позволило распределить получаемые данные между двумя сутками примерно поровну. А так как обработка осуществляется отдельно за каждые сутки, то появилась возможность сравнивать получаемые результаты за каждый из двух дней между собой. В обработку, выполненную с помощью программ GAMIT/GLOBK, включались данные как по локальным пунктам, так и по двум постоянно-действующим станциям: POL2 (Полинон-2), находящейся в пределах сети, и CHUM (Чумыш), расположенной на северном борту Чуйской впадины.

С начала наблюдений на каждом пункте локальной сети было проведено более 50 измерений. В результате для всех пунктов построены векторы скоростей относительных перемещений. На ри-

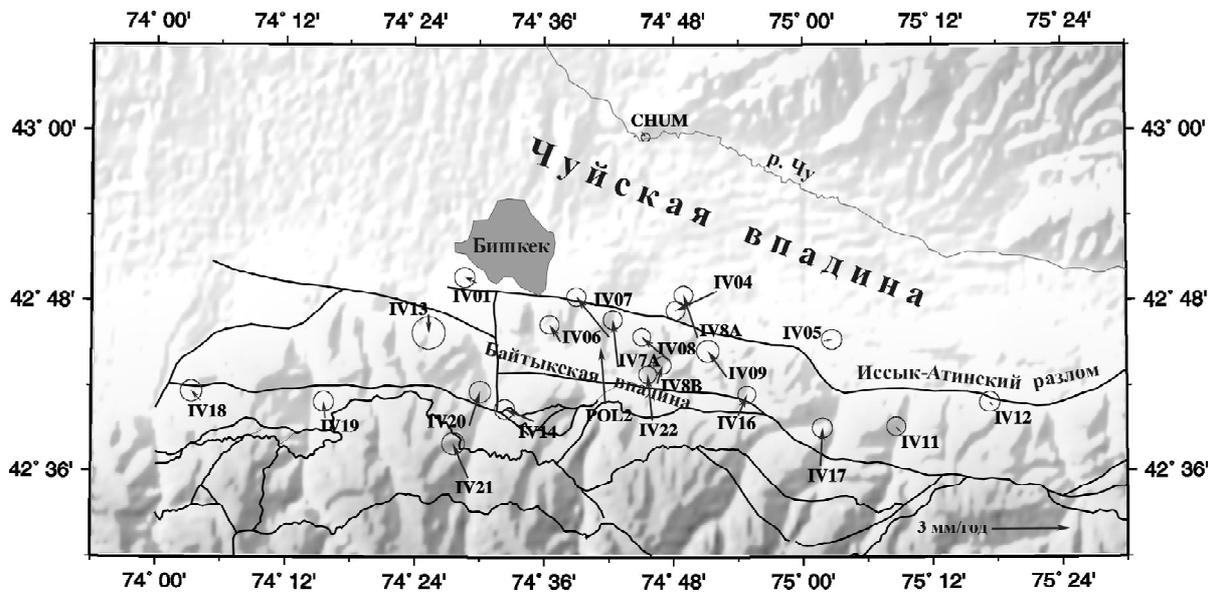


Рис. III.5.15. Карта векторов скоростей Бишкекской локальной сети, вычисленных относительно пунктов CHUM, IV01 и IV05. Линии – тектонические разломы (по А.В. Миколайчуку)

сунке III.5.15 показана карта векторов, вычисленных относительно пунктов CHUM, IV01 и IV05. Выявилась сложная картина мозаичного распределения скоростей на исследуемой территории. На выдвинутом к северу небольшом участке Исык-Атинского разлома (от IV01 до IV05) протяженностью не более 35 км обнаружены значительные перемещения со средней скоростью сближения около $2,5 \text{ мм год}^{-1}$, которая характеризует надвигание низких предгорий Киргизского хребта на Чуйскую впадину. Следует отметить, что низкие предгорья (Серафимовская антиклиналь) сложены рыхлыми кайнозойскими отложениями. Очевидно, что высокая скорость надвигания, а вместе с этим и роста предгорий существенно превышает скорость эрозионно-денудационных процессов. Поэтому, наличие таких молодых геологических структур является хорошим индикатором значительных современных деформаций земной коры. В пределах Тянь-Шаня четвертичные предгорья, кроме Чуйской впадины, развиты во многих местах и являются характерными элементами структуры и рельефа. По аналогии с зоной Исык-Атинского разлома можно считать, что именно они являются зонами значительных современных деформаций. Причем движения по разломам таких зон происходят не по всей длине, а по отдельным сегментам разломов, что подтверждает заключение, высказанное выше на основании геологических данных. Такие чередующиеся участки различной деформационной плотности создают, очевидно, очаги повышенного напряженного состояния среды, особенно опасные на концах сегментов. Поэтому изучение локальных зон сжатия, их мониторинг различными методами может оказаться перспективным в части обнаружения готовящихся крупных землетрясений.

III.6. О СВЯЗИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На первый взгляд такая корреляция может показаться странной. На самом деле, измерения, выполняемые с помощью средств и методов GPS, используются для определения пространственных подвижек произвольной системы пунктов на земной поверхности, тогда как измерения элек-

трических сопротивлений выполнены нами для глубин от первых километров до 25 км. С другой стороны, в наших предшествующих работах и вышеприведенном материале показана корреляция между двумя пространственными распределениями: скоростью деформаций земной коры, определенной на основе GPS-измерений и степенью сейсмической активности. Последняя, согласно сейсмологическим исследованиям на Тянь-Шане, связана с процессами, происходящими также на глубинах до 25 км.

Для сравнения результатов измерений временных вариаций электрических сопротивлений земной коры $s(t)$ и деформаций земной поверхности $D(t)$, полученных по GPS-измерениям, в пределах Бишкекского геодинимического полигона были выбраны две постоянных электромагнитных обсерватории: Таш-Башат (ТВ) и Иссык-Ата (ИА) (рис. III.6.1). Их выбор был определен тем, что каждый из них находится соответственно близ пунктов Iv22 и Iv16 GPS-сети. ТВ и ИА обсерватории были использованы для наблюдений вариаций сопротивлений в двух поперечных направлениях: широтном (EW) и меридиональном (NS). Для этих же направлений вычислены компоненты смещений указанных ближайших пунктов GPS-сети.

Для временной области электромагнитных измерений мы использовали стандартную процедуру переменных электрозондирований в дальней зоне. Вариации электрического сопротивления измерялись ежедневно с точностью 0,1% в каждую сессию. Среднее время между GPS-измерениями составляло 10 дней с точностью вычисления смещений наблюдаемых пунктов 1,5 мм в каждую сессию. Чтобы анализировать результаты измерений в сопоставимой временной шкале, мы сжали первичные данные электромагнитных измерений до величины одного измерения в 10 дней. Индивидуальные значения GPS, которые были опущены, были найдены путем интерполяции первичных временных серий по полиному 3-й степени.

Первичные временные серии вариаций электрических сопротивлений земной коры и первичные временные серии смещений пунктов GPS-сети содержат значительные высокочастотные компоненты, которые отражают реакцию малых элементов среды на действие внешних сил и находятся вне масштабов нашей проблемы. К тому же, первичные временные серии содержат значительную сезонную компоненту с периодом в один год, которая не представляет для нас интереса. Чтобы исключить высокочастотные и сезонную компоненты, мы использовали низкочастотную фильтрацию с годовым окном для сглаживания первичных временных серий.

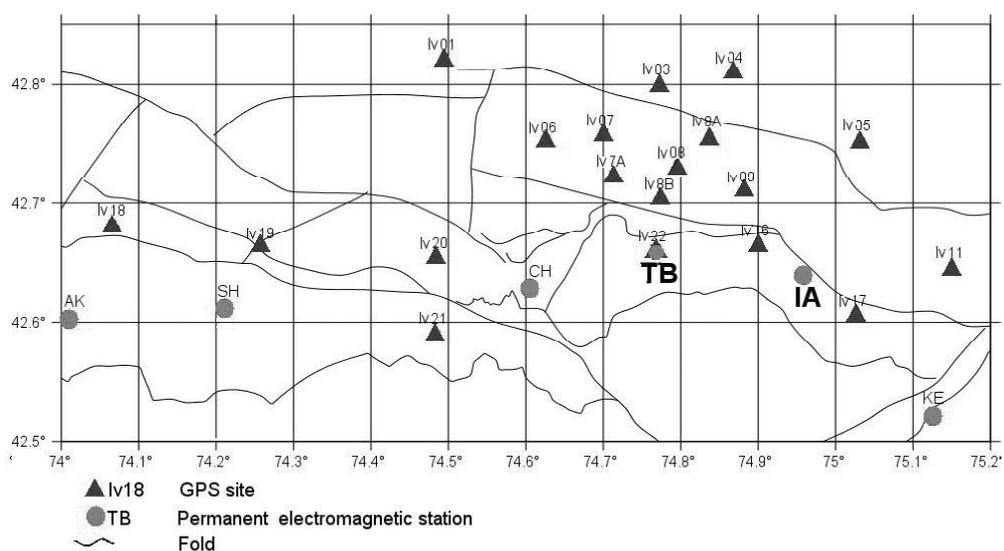


Рис. III.6.1. Карта-схема расположения пунктов постоянных электромагнитных наблюдений (кружки), пунктов локальной сети GPS – измерений (треугольники) и основных разломов (линии) в пределах Бишкекского геодинимического полигона

ТВ – обсерватория Таш-Башат, ИА – обсерватория Иссык-Ата

Известно, что низкочастотная фильтрация данных позволяет также уменьшить конечную ошибку измерений. Как результат этой процедуры, доверительный интервал каждой величины уменьшался до 0,017% для серий электромагнитных наблюдений и до 0,25 мм для серий GPS-измерений. Эти величины весьма малы и соразмерны с толщиной линии на приведенных ниже графиках. Поэтому они не показаны на этих графиках.

Рисунки III.6.2a и b показывают относительное смещение $D(t)$ пункта Iv22 вдоль направлений NS и WE, а рисунки III.6.2c и d показывают относительные вариации соответствующих компонент тензора электрического сопротивления $\Delta\rho(t)/\rho_0$ в процентах, измеренного на обсерватории Таш-Башат по тем же направлениям на глубинах 4–5 км.

Подобным же образом рисунки III.6.3a и b показывают относительные смещения пункта Iv16 в тех же ортогональных направлениях, а рисунки III.6.3c и d – относительные вариации соответствующих компонент тензора электрического сопротивления, измеренного на обсерватории Иссык-Ата на глубинах 7–12 км.

Таблица III.6.1 демонстрирует коэффициенты корреляции, вычисленные для всех пар временных серий, которые показаны на рисунке III.6.2 для обсерватории Таш-Башат и на рисунке III.6.3 для обсерватории Иссык-Ата. Отношение D/ρ означает величину коэффициента корреляции меж-

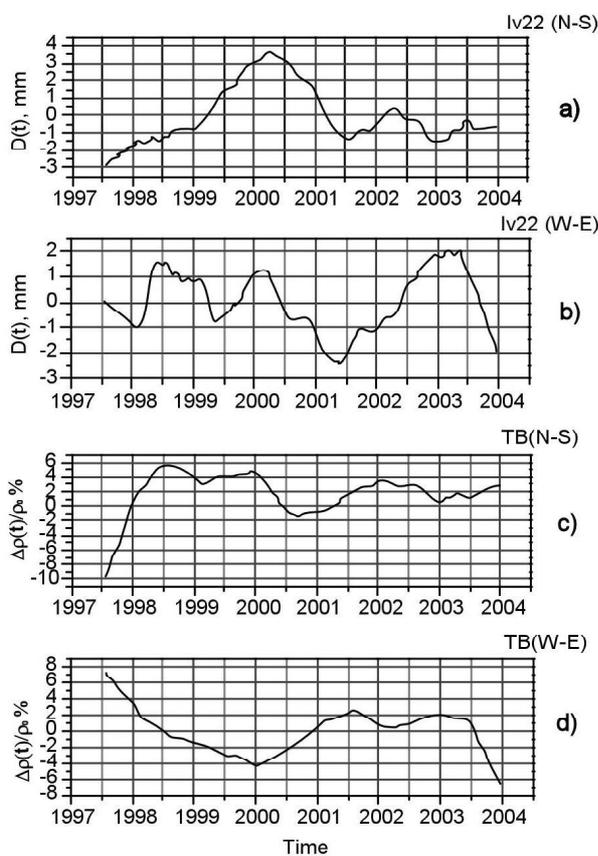


Рис. III.6.2. Временные вариации меридиональной (a, c) и широтной (b, d) компонент смещений $D(t)$, определенных методами спутниковой (GPS) геодезии в пункте Iv22 локальной наблюдательной сети (a и b), и электрического сопротивления $c(t)$, определенного на обсерватории Таш-Башат (c и d)

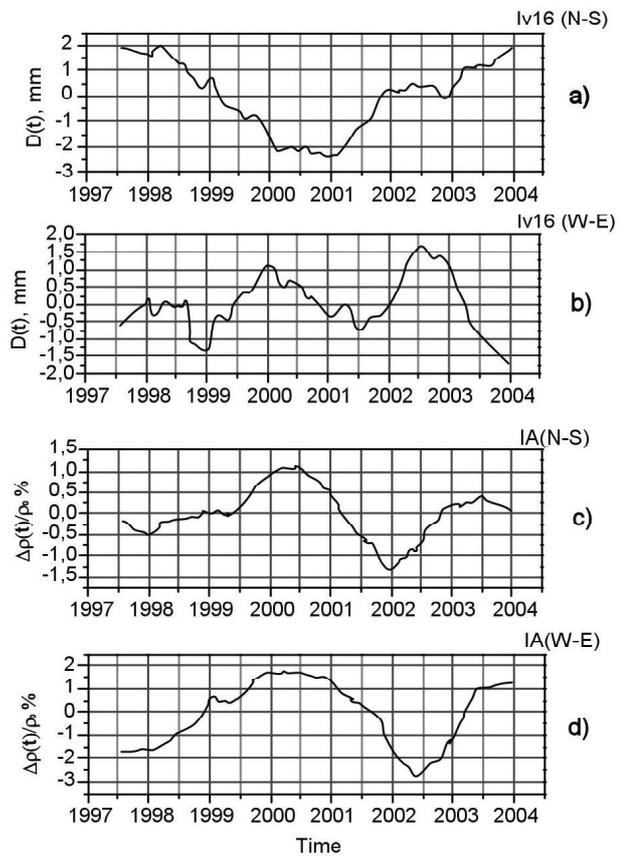


Рис. III.6.3. Временные вариации меридиональной (a, c) и широтной (b, d) компонент смещений $D(t)$, определенных методами спутниковой (GPS) геодезии в пункте Iv16 локальной наблюдательной сети (a и b), и электрического сопротивления $c(t)$, определенного на обсерватории Иссык-Ата (c и d)

Таблица III.6.1

Коэффициенты корреляции между параметрами современных деформаций (D) и электрического сопротивления (ρ) земной коры и их широтной (WE) и меридиональной (NS) компонентами в окрестностях обсерваторий Таш-Башат (ТВ) и Иссык-Ата (ИА)

Окрестности обсерватории Таш-Башат (ρ) и пункта GPS Iv22 (D)			Окрестности обсерватории Иссык-Ата (ρ) и пункта GPS Iv15 (D)		
D/ ρ	NS	WE	D/ ρ	NS	WE
NS	0,19	-0,72	NS	-0,48	-0,60
WE	0,28	-0,10	WE	0,07	-0,31
ρ/ρ		WE	ρ/ρ		WE
NS		-0,60	NS		0,79
D/D		WE	D/D		WE
NS		0,00	NS		-0,30

ду кривыми $D(t)$ и $\Delta\rho(t)/\rho_0$, отношение ρ/ρ – величину коэффициента корреляции между двумя кривыми $\rho(t)$ вдоль двух направлений (NS и WE) и т.д.

Эта таблица приводит к следующим выводам.

1. Отсутствует корреляция между кривыми рис. III.6.2a и 2b, и небольшая отрицательная корреляция имеется между кривыми рис. III.6.3a и 3b. Эти кривые показывают меридиональную и широтную компоненты смещения в окрестностях каждой обсерватории.

2. Весьма высокая (по амплитуде) корреляция наблюдается между кривыми рисунков III.6.2c и 2d, рисунков III.6.3c и 3d. Она показывает электрическое сопротивление по тем же направлениям в окрестности каждой станции.

3. На обеих станциях коэффициенты корреляции между кривыми $D(t)$ и $\Delta\rho(t)/\rho_0$ демонстрируют максимальную величину, когда $D(t)$ изменяется вдоль меридионального направления и $\Delta\rho(t)/\rho_0$ – в широтном направлении.

4. В случае, когда $D(t)$ и $\Delta\rho(t)/\rho_0$ изменяются вдоль меридионального направления, коэффициент корреляции между кривыми в окрестностях обсерватории Иссык-Ата превышает в 2,5 раза таковые в окрестностях обсерватории Таш-Башат.

Отсутствие корреляции между кривыми рисунков III.6.2a и 2b, III.6.3a и 3b очевидно: характерные частоты вариаций смещений для направлений NS ниже, чем для широтных направлений. Это означает, что смещения вдоль взаимно перпендикулярных направлений различны по своей физической природе. Низкочастотные колебания смещений вдоль направления NS хорошо согласуются с подобными колебаниями электрического сопротивления измеренными вдоль направления WE. Таким образом, фазы колебаний на кривых $D(t)$ и $\Delta\rho(t)/\rho_0$ смещены на $\pi/2$, то-есть, колебания по фазе не совпадают. Что же касается корреляций между двумя кривыми $\Delta\rho(t)/\rho_0$, измеренными в перпендикулярных направлениях на двух различных обсерваториях, колебания согласованы по фазе в окрестностях обсерватории Иссык-Ата (высокая положительная корреляция 0,79, см. табл. III.6.1) и рассогласованы в окрестностях обсерватории Таш-Башат (заметная отрицательная корреляция величиной -0,6).

Причина, почему различные коэффициенты корреляции между кривыми $D(t)$ и $\Delta\rho(t)/\rho_0$, меняющиеся вдоль меридионального направления, наблюдаются в окрестностях двух обсерваторий, может быть следующей.

Поскольку мы теперь обращаемся к случаю вариаций $D(t)$ в направлении NS, сила напряжения должна действовать в этом же направлении. Таким образом, ориентированное давление сжимает все ориентированные широтно трещины. Проводящие флюиды выжимаются из таких трещин и, будучи фактически несжимаемыми, уходят в трещины, которые ориентированы субмеридионально и, к тому же, ширина которых в условиях такого давления увеличивается. Тем самым в этом

направлении (север–юг) увеличивается электрическая проводимость (уменьшается электрическое сопротивление). В случае обсуждаемой ориентации трещин ориентированное меридионально поле сжатия должно вызвать уменьшение сопротивления в этом направлении. Поэтому мы можем ожидать значительный коэффициент корреляции между вариационными кривыми $D(t)$ и $\Delta\rho(t)/\rho_0$ по меридиональному направлению. Однако ничего подобного не проявлено в первых элементах матрицы коэффициентов корреляции D/ρ для обеих станций (см. табл. III.6.1). В обоих случаях, абсолютные значения коэффициентов корреляции не являются слишком высокими, и для окрестностей станции Таш-Башат они в 2,5 раза ниже, чем для станции Иссык-Ата.

Постараемся понять причину этого явления.

Из рисунка III.6.1 следует, что обе обсерватории (или станции) расположены в непосредственной близости от разломов. Эти разломы различны и расположены под некоторым углом один к другому. Линия разлома близ станции Таш-Башат ориентирована субширотно, у станции Иссык-Ата – диагонально относительно нее (под углом $\sim 45^\circ$).

В окрестностях станции Таш-Башат сжатие, действующее в субмеридиональном направлении, имеет очень малую вариацию сопротивления (поэтому низок коэффициент корреляции между кривыми $D(t)$ и $\Delta\rho(t)/\rho_0$ по меридиональному направлению). Это может произойти в случае преимущественно широтной ориентации трещин в этом районе, и ориентированные же в поперечном направлении трещины составляют малую часть. Другими словами, в окрестностях станции Таш-Башат трещины ориентированы в большей своей части вдоль проходящего рядом разлома.

В окрестностях станции Иссык-Ата коэффициент корреляции между $D(t)$ и $\rho(t)$ в 2,5 раза больше такового в окрестностях станции Таш-Башат. Следовательно, проводящие флюиды отжимаются из таких трещин и, будучи фактически несжимаемыми, уходят в другие, более открытые трещины, ориентированные субмеридионально. В районе станции Иссык-Ата трещины, ориентированные субмеридионально, должны быть развиты значительно более, чем в районе другой станции. Разлом близ станции Иссык-Ата, как уже отмечалось, ориентирован диагонально. Если мы предположим, что трещины в окрестностях этого разлома ориентированы в основном вдоль него, часть трещин, ориентированных субмеридионально в окрестностях этой станции, должна быть значительно более развитой по сравнению с окрестностями станции Таш-Башат. Это может быть тем структурно-геодинамическим обстоятельством, которое может объяснить наблюдаемое различие в коэффициентах корреляции между кривыми и $\Delta\rho(t)/\rho_0$, изменяющимися в окрестностях обеих обсерваторий по направлению север–юг.

С этой же точки зрения, можно объяснить значительные корреляции между кривыми изменений $D(t)$ по направлению север–юг и $\Delta\rho(t)/\rho_0$ по направлению запад–восток. Когда широтно ориентированные трещины сжимаются под воздействием меридионально ориентированного сжатия, их ширина и определяемая ею проницаемость снижаются, соответственно увеличивается электрическое сопротивление геологической среды. Это показывает хорошая корреляция между двумя кривыми. В противоположность окрестностям станции Иссык-Ата, где преобладающее направление трещин образует некий угол ($\sim 45^\circ$) относительно широтного направления, вдоль которого вытянута преобладающая часть трещин в окрестности станции Таш-Башат. Поэтому в последнем случае

электрическое сопротивление будет уменьшаться более резко под воздействием субмеридионально ориентированного сжатия и корреляционный коэффициент будет превышать таковой в окрестностях станции Иссык-Ата.

Таким образом, имеет место корреляция между вариациями смещений пунктов земной поверхности и вариациями электрического сопротивления на некоторой глубине под этими пунктами. Следовательно, имея результаты измерений функции $D(t, x_0, y_0)$, полученные с помощью GPS методов, возможно получить представление о вариациях функции $\rho(t, x_0, y_0, z)$, полученных электромагнитными методами (x_0, y_0 и z являются координатами фиксированных пунктов на земной поверхности).

III.7. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ВНЕШНИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ СРЕДУ И ВОЗМОЖНОСТИ СНЯТИЯ ИЗБЫТОЧНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ ДЛЯ СНИЖЕНИЯ РИСКА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОПАСНОСТЕЙ

Сейсмичность, наведенная природными и техногенными процессами

На рубеже XX–XXI столетий человечество переживает новый этап отношений с нашей планетой, характеризующийся резким ростом техногенного влияния на природу. В настоящее время одной из значительных становится проблема наведенной сейсмичности, обусловленной искусственными воздействиями. Термин “наведенная сейсмичность” объединяет сейсмические явления двух типов: инициированные и возбужденные. Иницирование – это воздействие на очаг уже подготовленного землетрясения, ускорение события, его “запуск”. Такими воздействиями могут быть как природные процессы – земные приливы, землетрясения, изменения атмосферного давления, скорости вращения Земли, вариации солнечной активности, магнитные бури и другие, так и техногенные процессы – взрывы, мощные электрические импульсы. Возбуждение – это воздействие на определенные зоны земной коры, следствием которого является возникновение землетрясений, которые без такого воздействия не произошли бы. Такие землетрясения могут быть возбуждены созданием искусственного водохранилища, разработкой месторождений нефти, газа, твердых ископаемых, закачкой воды в пласт.

Мысль о связи землетрясений с фазами Луны, атмосферными процессами, социальными явлениями возникла в далекие времена. Ее можно найти в древних китайских, арабских и индийских хрониках. Внедрение в конце XIX века инструментальных наблюдений в сейсмологию превратило ее из чисто описательной науки в точную физическую науку. С повышением чувствительности измерительных средств резко возросло число регистрируемых землетрясений, изменилась и методика исследований – на смену “событийной”, рассматривавшей отдельные толчки в их связи с другими явлениями, пришла статистическая сейсмология. Это позволило развить средства анализа слабо выраженных, скрытых закономерностей, например, связи сейсмичности с изменениями солнечной активности, атмосферными явлениями и т.п. Но поскольку рассматривались различные по полноте и качеству наблюдения, а результаты часто были нечеткими и даже противоречивыми, зародилось скептическое отношение к самой возможности влияния слабых воздействий на сейсмический поток.

Важным событием, давшим импульс к изучению наведенной сейсмичности, явилось сильное землетрясение в районе плотины Коина, Индия в 1967 г., хотя активизация сейсмичности, вызванная созданием искусственных водохранилищ, была обнаружена еще в 1930-х годах [Гупта, Растиги, 1979]. В последние десятилетия резко возросло число высоких плотин и инициированных землетрясений, вызванных созданием искусственных водохранилищ. Это стимулировало изучение возбужденной ими сейсмичности и наведенной сейсмичности в целом [Мирзоев и др., 1987; Николаев, 1994; Плотникова и др., 1994]. В результате выполненных исследований получены новые убедительные данные также о влиянии на сейсмичность естественных процессов: земных приливов, изменений скорости вращения Земли, солнечной активности, атмосферного давления, удаленных землетрясений, микросейсм. Показано, что эти природные процессы влияют на ход естественного невозмущенного сейсмического процесса, и, как правило, активизируют его.

Приливные деформации связаны с гравитационным действием Луны и Солнца. Их интенсивность зависит от географической широты, минимальна у полюсов и максимальна у экватора, где эти деформации достигают 10^{-8} . Процесс представляет собой суперпозицию нескольких гармонических составляющих, 80% амплитуды приливного сигнала определено четырьмя основными гармониками. По поверхности Земли всегда движутся с востока на запад горбы и впадины, области

искажения, формы, изменяющие во времени пространственную картину деформаций в соответствии с расфазировкой компонент этого постоянно действующего процесса. Амплитуда деформаций максимальна у поверхности и уменьшается вглубь Земли. Блоки земной коры, литосферные плиты постоянно качаются на приливных волнах, бегущих в одну сторону. С этим волновым движением связаны не только взаимные перемещения блоков земной коры, но и, возможно, движение литосферных плит [Добролюбов, 1996]. Дискретные акты этого движения, землетрясения, должны синхронизироваться с инициирующим процессом – земным приливом. Ясно, что вследствие неоднородности земной коры и сложности картины движения блоков, землетрясения в отдельных районах могут ассоциироваться с разными фазами земного прилива, а сама эта связь должна обладать пространственной мозаичностью и временной изменчивостью [Николаев В.А., 1994; Nikolaev A.V., Nikolaev V.A., 1993a, 1993b, 1996]. Эти закономерности обнаружены для различных регионов – Кавказа, Центральной Азии, Средиземноморья, Южной Америки и Китая.

Сложный характер инициирования сейсмичности земным приливом имеет многоуровневый характер и проявляется в широком диапазоне масштабов. В связи с этим заключение о том, что в определенной области, например, с размером $1w1^\circ$ земной прилив не оказывает инициирующего влияния на сейсмичность, не вполне верно, поскольку более детальное исследование выявит мозаичный характер эффекта в пределах этого сравнительно небольшого участка. То же можно сказать и относительно влияния прилива на землетрясения разных магнитуд. При исследовании приведенной сейсмичности в шахтах Северо-Уральского бокситового рудника, Кизеловского угольного бассейна (Россия), урановых руд в Пржибраме (Чехия) было обнаружено, что землетрясения разных магнитуд (относительно сильные и слабые) по-разному реагируют на земной прилив [Malovichko et al., 1995]. Различия эффекта инициирования землетрясений разной силы проявляется и в характере инициирования акустической эмиссии на разных частотах, 100-300 Гц и 500-1000 Гц (различия по частоте непосредственно связаны с различиями магнитуд этих микрособытий).

Следует отметить, что наблюдаемое разнообразие эффектов отклика сейсмичности на земной прилив вызваны нелинейным откликом среды на одновременные воздействия различной физической природы.

Изменения скорости вращения Земли характеризуются широким диапазоном периодов и происходят под влиянием различных факторов. В диапазоне периодов от суточных до сезонных годовых изменение скорости вращения Земли достигает $3 \cdot 10^{-8}$. Исследования связи сильных землетрясений с изменениями характера вращения Земли – вариациями угловой скорости и перемещениями оси вращения (движением полюсов) начаты еще в начале XX века. Вариации положения полюса достигают 100 м и происходят примерно по круговой траектории, соответствующей прецессии, характеризующейся двумя выраженными периодами – 365 и 428 дней. Особый интерес к проблеме связи движения полюса и сейсмичности связан с исследованием Л. Мансинха и Д. Смайли [Mansinha, Smilie, 1967], сообщивших о том, что за 5–20 дней до сильнейших землетрясений отмечается возмущение траектории полюса. Эта закономерность свидетельствует о том, что изменение положения оси вращения является причиной (триггером), а не следствием сильного землетрясения.

Связь изменений угловой скорости вращения Земли и сейсмичности в диапазоне периодов более года неодинакова для различных регионов и различается также в зависимости от магнитуд землетрясений и глубин очагов. Наиболее отчетливо выражена прямая корреляция изменений сейсмичности с модулем углового ускорения вращения Земли; землетрясения больших магнитуд ($M > 6$) более чувствительны к этому процессу [Горькавый и др., 1994, 1999]. На рисунке III.7.1 показаны графики количества землетрясений с $M > 6$ и модуля углового ускорения, усредненного по годовым интервалам, для северного полушария, диапазона глубин 50–250 км. Положительная корреляция графиков видна на глаз в высокой синхронности их изменений в период с 1965 по 1985 гг. Вместе с тем в период с 1985 г. по 1990 г. корреляция оказалась нарушенной, даже изменившей знак. В связи с этим необходимо отметить неустойчивость характера связи возмущений траектории полюса с сильными землетрясениями: наблюдаемые закономерности выражены нечетко и имеют мерцающий характер [Котляр, Ким, 1994]. Приведенный на рисунке III.7.1 график иллюстрирует наибо-

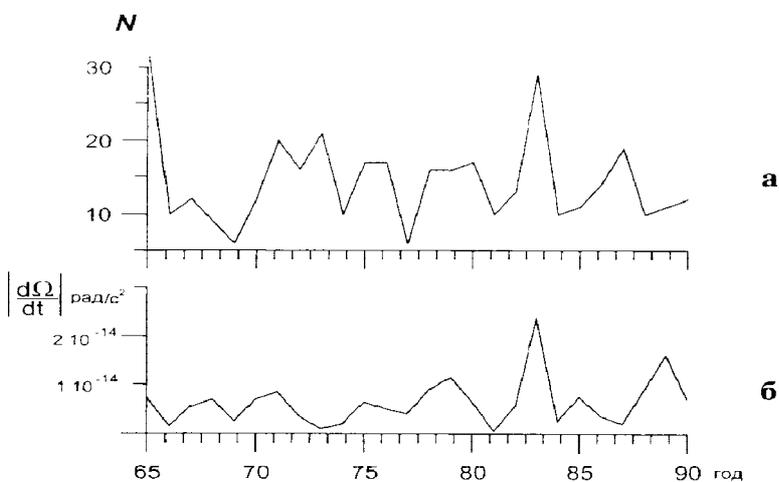


Рис. III.7.1. Число землетрясений N (а) и вариации скорости вращения Земли $\|d\Omega/dt\|$ (б) по годам [Горькавый и др., 1994]

лее отчетливо выраженную корреляцию сейсмичности и вращения Земли. Таким образом, факт существования положительной корреляционной связи сейсмичности и вращения Земли не вызывает сомнений.

Погодные явления. Связь многих сильных землетрясений с погодными явлениями отмечалась давно и в последние годы ее исследование ориентировано задачей поиска предвестников сильных землетрясений. Уже упоминалось, что сильные землетрясения ассоциированы с планетарными возмущениями циркуляции атмосферы, эта закономерность проявляется как в связи с медленными изменениями характеристик циркуляции атмосферы, так и в связи со сравнительно быстрыми возмущениями, которые выражены резкими изменениями термобарических полей и зональной циркуляции атмосферы. Часто сильные землетрясения происходят во время наиболее быстрых изменений атмосферного давления, температуры, осадков, причем магнитуда землетрясений зависит от величины этих изменений и масштаба процесса. Крупные сейсмоактивные зоны характеризуются своими индивидуальными признаками, сопутствующими возникновению сильных землетрясений, причем характерные изменения метеоусловий могут происходить не только в зоне эпицентра, но и достаточно далеко от него, за сотни и даже тысячи километров [Сытинский, 1985].

Атмосферные изменения, инициирующие сейсмичность, в свою очередь испытывают сильное влияние вариаций солнечной активности, как медленных, подчиняющихся 11-летнему циклу, так и кратковременных, имеющих импульсный характер. Таким образом, одним из основных процессов, оказывающих не непосредственное, а опосредованное воздействие на сейсмичность, является изменение солнечной активности [Сытинский, 1973, 1976, 1980, 1985].

Другие атмосферные явления, в частности, появление перед землетрясениями характерных линейных облачных аномалий над сейсмогенными разломами, являются, скорее всего, следствием локальных геофизических и геохимических процессов, связанных с подготовкой сильных землетрясений [Морозова, 1996].

Кроме того, погодные условия могут воздействовать на процесс подготовки землетрясений и другим путем, через возбуждение морских микросейсм, которые инициируют разрядку тектонической энергии через наведенную слабую сейсмичность и тем самым снижают вероятность возникновения землетрясений средних магнитуд [Науменко, 1979].

Магнитные бури. Исследования вариации сейсмичности в периоды до и после магнитных бурь с внезапным началом проведены для сейсмоактивного региона Казахстана и Киргизии [Соболев, Закржевская, Харин, 2001]. Используемый каталог [Михайлова, 1990а, б] за период 1975–1996 гг.

был очищен от афтершоков. Было определено, что он представлен, начиная с седьмого энергетического класса. Из него были выделены два подкаталога, один из которых включал интервалы перед бурями, а второй – после бурь. Методом наложения эпох установлено с высоким уровнем значимости, что в отдельных районах количество землетрясений после бурь увеличивается (положительный эффект), а в других – уменьшается (отрицательный эффект) (рис. III.7.2). Не удалось выявить связи противоположности эффекта в разных районах с различиями в энергетическом составе землетрясений. Одной из причин может быть различие в геоэлектрических разрезах.

В целом по региону отмечена тенденция увеличения числа землетрясений после бурь (рис. III.7.3).

На основании выполненных оценок энергии, закачиваемой магнитными бурями и высвобождаемой землетрясениями, сделан вывод о триггерном механизме влияния бурь на сейсмичность.

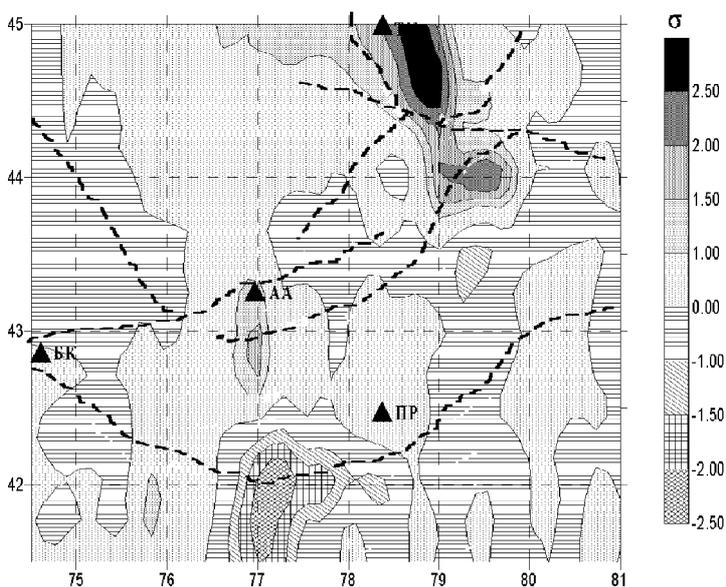


Рис. III.7.2. Карта зон положительного и отрицательного влияния магнитных бурь на сейсмичность [Соболев и др., 2001]

Пунктирные линии – основные разломы. Треугольниками обозначены сейсмостанции Бишкек (БК), Алма-Аты (АА), Талды-Курган и Пржевальск (ПР). σ – среднеквадратичное изменение числа землетрясений после магнитной бури

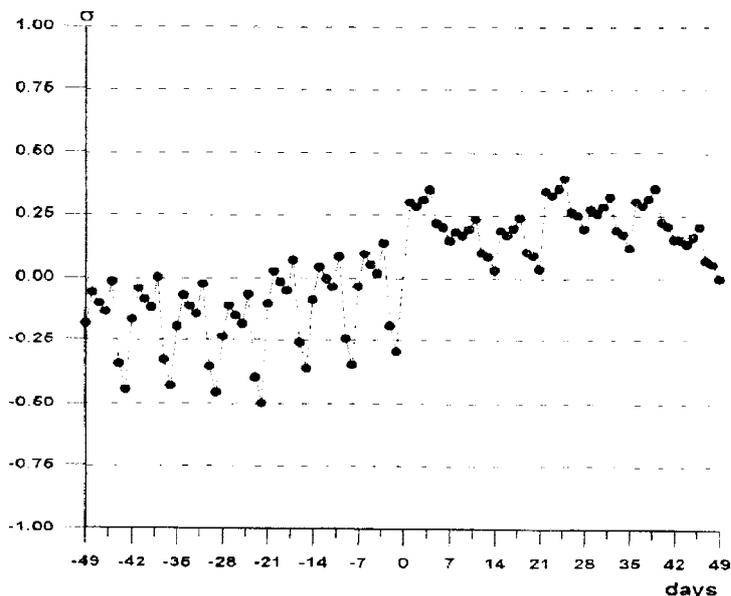


Рис. III.7.3. Нормированные по уровню долговременного шума значения разности между суммарным числом землетрясений в активном и пассивном интервалах после 66 бурь для всего региона [Соболев, Закржевская, Харин, 2001]

Точка 0 – сутки начала бури

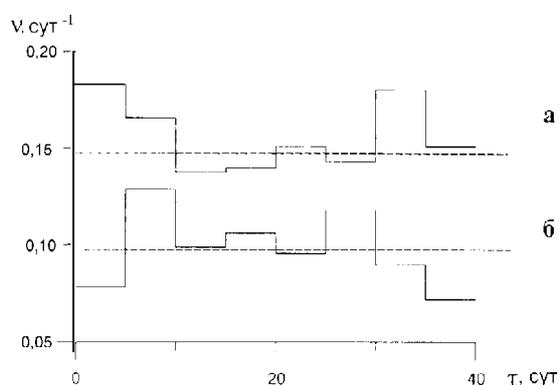


Рис. III.7.4. Зависимость частоты возникновения землетрясений v от интервала времени после инициирующего землетрясения τ [Верещагина и др., 1994]
а – Средиземноморье; б – Центральная Азия

Удаленные сильные землетрясения. Иницирующее влияние сильных землетрясений на сейсмичность в области до 100–200 км проявляется в виде афтершоковой активности, оно хорошо известно и достаточно хорошо изучено. Вместе с тем, отклик сейсмичности на сильные удаленные землетрясения, очаги которых находятся на расстоянии до нескольких сотен и даже тысяч километров, установлен сравнительно недавно и привлек особенное внимание после землетрясения Ландерс 28 июня 1992 г., Калифорния ($M=7,3$), инициировавшее афтершоки на расстоянии до 1000 км от эпицентра [Николаев, Верещагина, 1991; Верещагина и др., 1994; Hough, 1995].

Иницирующее влияние сильных землетрясений на удаленную сейсмичность иллюстрирует рисунок III.7.4, на котором показан график зависимости средней частоты v возникновения землетрясений с $M>4,9$ в интервале 1961–1985 гг. в обширном районе Центральной Азии, ограниченном координатами $30\text{--}45^\circ\text{N}$, $42\text{--}90^\circ\text{E}$ от интервала времени после землетрясений с $M>4,9$, произошедших в Памиро-Гиндукушской глубокофокусной зоне (координаты $36\text{--}37^\circ\text{N}$, $70\text{--}72^\circ\text{E}$), а также график для землетрясений $M>4,4$, произошедших в районе Средиземного моря и Центральной Европы после Вранчских землетрясений с $M>4,9$. Характерными чертами диаграммы для Центральной Азии являются относительно небольшая вероятность возникновения землетрясения (уменьшение v) в первые 5 дней после сильного землетрясения, далее – повышение вероятности в интервале 5–10 дней, где v достигает наибольшего значения, и последующий спад с увеличением интервала времени после инициирующего землетрясения. Максимум, соответствующий интервалу времени 26–30 дней статистически значим, что подтверждается его присутствием на аналогичных диаграммах, полученных для других районов. Для Средиземноморья наблюдается увеличение сейсмической активности в первые 10 дней после Вранчских землетрясений, а также в интервале 30–35 дней после них.

Более детальное изучение характера иницирующего действия землетрясений показывает, что оно обладает удивительной пространственной избирательностью, проявляющейся в том, что для каждой пары районов – очагов инициирующих и инициируемых землетрясений – существует определенный уровень эффективности воздействия. В рассматриваемом случае, когда очаги инициирующих землетрясений находятся в Памиро-Гиндукушской зоне, наиболее ясно выраженный эффект влияния проявляется для землетрясений Северного Тянь-Шаня, Каспия, Копетдага, Загроса. Вместе с тем, в тонкой структуре сейсмичности Восточного Тянь-Шаня, Тибета, Гималаев влияние Памиро-Гиндукушских землетрясений не обнаруживается.

Высокая чувствительность сейсмичности к слабым естественным воздействиям проявляется и в ее отклике на техногенные воздействия: создание крупных водохранилищ, разработку месторождений нефти, газа, твердых ископаемых, закачку жидких промышленных отходов, проведение подземных ядерных испытаний, зондирование земной коры мощными электрическими импульсами и др. Эти воздействия оказывают влияние на землетрясения одновременно с природными процессами, и характер сейсмического отклика среды нелинейным образом зависит от того, на какие фазы природных процессов накладываются процессы техногенные. Поэтому рассмотрение эффек-

та отдельного техногенного воздействия обнаруживает временную неустойчивость сейсмического отклика среды.

Создание водохранилищ. В настоящее время проблема инициирования землетрясений созданием крупных водохранилищ достаточно хорошо изучена. Установлено, что заметный рост сейсмичности проявляется всего для 15% плотин, высота которых превышает 100 м. Сейсмичность повышается при быстром изменении уровня воды в водохранилище, в связи с чем установлены определенные ограничения режима эксплуатации. Характерно, что сильные землетрясения (MD5) возникают в районе плотин через десять лет и более после их наполнения [Гупта, Растоги, 1979]. Наведенные землетрясения являются актами разрядки тектонических напряжений, существующих в земной коре. Геологические условия, благоприятствующие возникновению наведенной сейсмичности – распространение в пределах водохранилищ трещиноватых пород, структурных неоднородностей, разломов.

Относительно природы воздействия, вызывающего наведенную сейсмичность, существуют два предположения. Первое заключается в том, что основная роль принадлежит нагрузке района водохранилища массой воды и вызванным ею изменением поля напряжений; наведенная сейсмичность является реакцией среды на изменение условия равновесия, проявлением релаксационного процесса. Вторая точка зрения сводится к тому, что наведенные землетрясения связаны в основном с расклинивающим действием воды, проникающей через трещины и разломы вглубь земной коры, снижением прочностных свойств горных пород и уменьшением сил трения, препятствующих смещениям блоков по тектоническим разломам. В пользу последнего предположения свидетельствует тот факт, что наведенная сейсмичность в большей мере зависит от высоты плотины, чем от объема воды в резервуаре.

Справедливость последнего предположения подтверждается фактами возникновения инициирования сейсмичности при закачке жидкости в пласты. Можно с большой долей уверенности считать, что в формировании наведенной сейсмичности участвуют оба процесса, их относительная роль определяется геолого-тектоническими условиями [Николаев, 1977].

Добыча нефти и газа также сопровождается повышением сейсмичности. Наиболее сильны и опасны землетрясения, происходящие вблизи месторождений в крупных тектонических разломах на глубине 10–15 км. Они возникают как следствие существенного изменения пластового давления жидкости и газа через 15 и более лет после начала эксплуатации месторождений. Среди крупнейших необходимо отметить три землетрясения вблизи гигантского газового месторождения Газли (Узбекистан), два из которых произошли в 1976 г. и одно в 1984 г. (все с магнитудой 7,1–7,3), и Нефтегорское землетрясение на Сахалине в 1985 г., $M=6,5$. Скрытый, латентный период “созревания” является характерным для этого вида инициированных землетрясений: они произошли через 20–30 лет после начала разработки месторождений. Примеры возросшего уровня умеренной сейсмичности – Ромашкинское месторождение в Татарстане и многие месторождения Западной Сибири и Севера [Барабанов, 1994].

Закачка жидкости в пласт. Глубинное захоронение жидких промышленных отходов вызывает потерю равновесия и процессы адаптации среды к новым термодинамическим условиям, инициированию землетрясений тех же типов, что и при разработке месторождений нефти и газа. Наиболее известные и значительные по магнитуде землетрясения произошли в районе г. Денвер, США. Здесь в 1962 г. была начата закачка жидких промышленных отходов под высоким давлением на глубину 3 км. Сейсмичность проявилась в виде слабых и нескольких сильных толчков с магнитудой более 5,0 на глубине 4–5 км спустя 2–4 года, когда давление закачки достигло 390 бар. В 1966 г. закачка была остановлена, толчки вблизи скважины прекратились, однако землетрясения на расстоянии нескольких километров от скважины продолжались еще по крайней мере 2 года [Healy, et al., 1968; Simpson, 1986]. Этот опыт доказал принципиальную возможность и один из путей осуществления управляемой разрядки тектонических напряжений с помощью инъекций жидкости в сейсмогенные разломы, зоны подготовки сильных землетрясений, и, вместе с тем, подтвердил особую опасность возникновения возбужденных землетрясений в пределах зон захоронения жидких высо-

котоксичных и высокоактивных отходов в связи с возможностью их просачивания и риском экологического бедствия.

Подземные ядерные взрывы. Подобно землетрясениям, подземные ядерные взрывы (ПЯВ) вызывают афтершоковую активность вблизи эпицентра [Adushkin, Spivak, 1995; Richards, Ekstroem, 1995]. Их инициирующее влияние на удаленные землетрясения (до 500-2000 км) долгое время отрицалось и несколько лет назад вызвало дискуссию, которая была завершена получением новых подтверждающих результатов [Николаев, Верещагина, 1991а, 1999; Молчан, Дмитриева, 1992; Пешков и др., 1994; Prozorov, 1995; Borisyuk, et al., 1995; Nikolaev A.V., 1995; Tarasov, Tarasova, 1995].

Исследование влияния ПЯВ, проведенных на полигонах Семипалатинск, Новая Земля и Невада, на землетрясения Средней Азии, Скандинавии и Калифорнии показало хорошее общее согласие характера сейсмического отклика, наблюдаемого в разных районах, общее сходство закономерностей инициирования сейсмичности землетрясениями и взрывами. Большая часть результатов получена с помощью методики статистической обработки данных, построения диаграмм “частота землетрясений ν – время после ПЯВ τ ”. Инициирующее воздействие ПЯВ проявляется в основном в виде кратковременного увеличения сейсмичности, наблюдаемого на расстояниях до 2000 км: увеличение частоты землетрясений ν в первые 5–10 дней после воздействия, затем уменьшение до фоновых значений и менее четко выраженный максимум при $\tau=30-40$ дней. Эту общую закономерность иллюстрирует рисунок III.7.5, где показаны диаграммы $\nu-\tau$ для районов Калифорнии (широта $30-45^\circ$ N, долгота $110-125^\circ$ W, MD4,5, 1961–1985 гг.) и Средней Азии ($30-45^\circ$ N, $42-90^\circ$ E, MD5,0, 1961–1985 гг.), соответственно для ПЯВ на полигонах Невада и Семипалатинск.

Более детальное исследование показывает, что инициирующее действие взрывов проявляется не сразу, а спустя некоторое время (через 1–6 дней), причем первой реакцией среды на ПЯВ часто бывает относительное затишье, вслед за которым наступает активизация сейсмичности (рис. III.7.6) [Borisyuk, et al., 1995; Nikolaev, 1995; Tarasov, Tarasova, 1995]. Первый удаленный афтершок после ПЯВ иногда возникает в тот же день. Появление такого “мгновенного” афтершока – относительно редкое событие, вероятность которого неодинакова для различных сейсмоактивных зон и изменчива во времени. Так, возникновение мгновенных афтершоков после семипалатинских взрывов чаще наблюдалось в зоне Памиро-Гиндукуша и Западного Тянь-Шаня, чем в остальной части обширного района Средней Азии, главным образом в период 1964–1966 и 1976–1978 гг. [Николаев, Верещагина, 1999].

Различные сейсмоактивные зоны обладают неодинаковым откликом сейсмичности на ПЯВ: в рассматриваемом регионе Средней Азии наиболее ярко выраженную реакцию проявили Памиро-Гиндукушские и Тянь-Шаньские землетрясения, менее выраженный – Западного Китая и Восточного Кавказа, а сейсмичность Копетдага и Загроса не обнаружила какого-либо влияния ПЯВ.

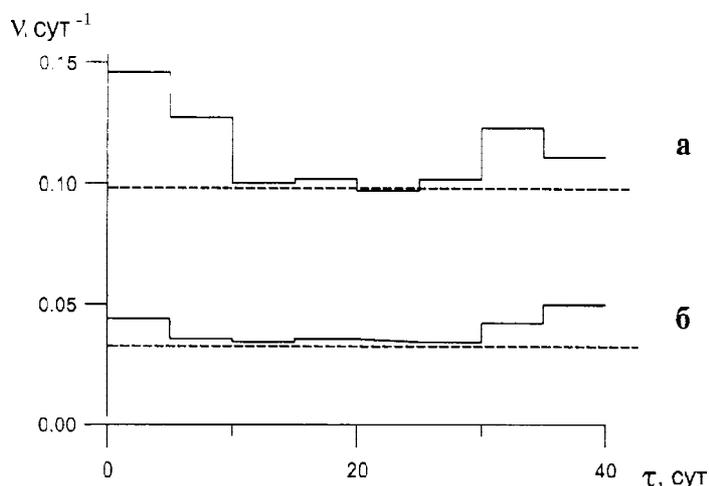


Рис. III.7.5. Зависимость частоты возникновения землетрясений ν от интервала времени τ после ПЯВ [Соболев и др., 2000]
а – Центральная Азия; б – Калифорния

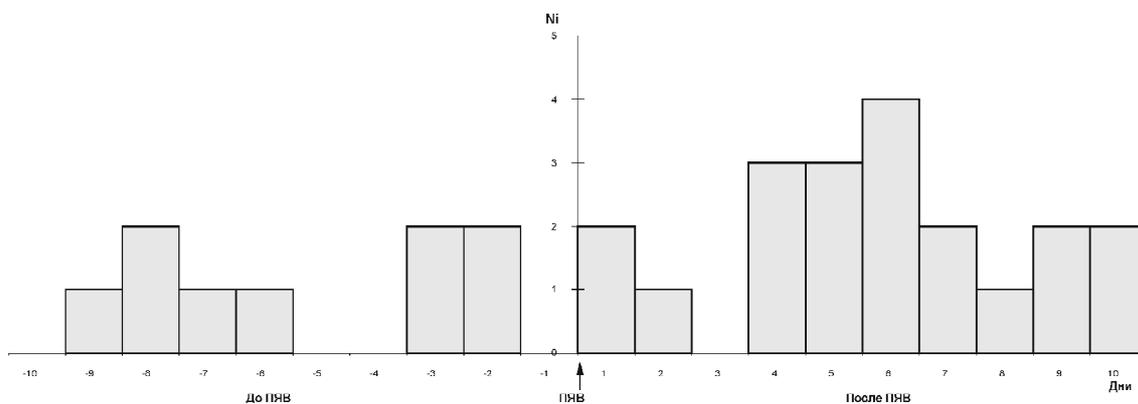


Рис. III.7.6. Распределение суммарного числа землетрясений Балтийского щита N_i до и после ПЯВ на полигоне Новая Земля [Borisuyk et al., 1995]

Землетрясения различных магнитуд характеризуются неодинаковой реакцией на ПЯВ. Так, например, в Гармском районе (Центральный Таджикистан) ПЯВ инициируют сейсмичность малых магнитуд (меньше 0) и умеренных магнитуд (больше 3,0), вместе с тем, на сейсмичность событий, магнитуды которых лежат в интервале от 0 до 3,0 ПЯВ не оказали ощутимого влияния [Tarasov, Tarasova, 1995]. Похожая закономерность обнаружена и для Памиро-Гиндукушских землетрясений. Здесь наиболее сильное инициирующее воздействие взрывов наблюдается для землетрясений с магнитудами 3,5–4,0 и сильных землетрясений с магнитудами больше 5.

Наблюдаемые закономерности связаны как с непосредственным инициированием землетрясений ядерными взрывами, так и с их опосредованным действием, например, Памиро-Гиндукушские землетрясения, инициированные ПЯВ, сами инициируют удаленные афтершоки.

Как мы видим, землетрясения образуют своеобразный “ансамбль”: в процессе подготовки каждое из них испытало инициирующее действие предшествующих событий и внесло свой вклад в формирование сейсмичности и таким образом входят в этот ряд как явления особые и независимые. Они инициируют разрядку тектонических напряжений на больших площадях, ускоряют процесс подготовки сильных землетрясений и провоцируют запуск “недозрелых” и потому более слабых событий. Это представляет своего рода размен событий эквивалентной энергии. Например, одно землетрясение магнитуды 7,0 равно по энергии двум землетрясениям, магнитуды которых 6,8 и 6,6. Общее количество сейсмической энергии, “произведенной” на полигонах Семипалатинск и Невада в результате ядерных испытаний, составляет несколько процентов энергии землетрясений, разряженной в период ядерных испытаний в районе Калифорнии и Средней Азии. Учитывая, что инициирующая энергия ПЯВ значительно меньше энергии инициированных землетрясений, приходим к выводу о существенном влиянии, оказанном ядерными испытаниями на сейсмичность и этих районов и, возможно, Земли в целом.

Таким образом, в настоящее время установлено, что высокая чувствительность областей земной коры, находящихся в состоянии механической неустойчивости, проявляется в виде сейсмического отклика на воздействие как непосредственное (изменение напряженного состояния, землетрясения и взрывы), так и более сложной природы (например, запуски тяжелых ракет, влекущие за собой усиление циклонической активности). Исследование же вибрационного воздействия на сейсмоакустическую эмиссию, геохимические и гидрогеологические процессы показало, насколько сложен механизм взаимодействия полей в реальной среде.

Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Северного Тянь-Шаня

В работе [Тарасов, 1997] было изучено воздействие мощных электромагнитных импульсов от МГД-генератора, применяемого на Гармском геофизическом полигоне ИФЗ РАН в Таджикистане в качестве источника при глубинном электрическом зондировании коры, на сейсмический режим одного из наиболее сейсмоактивных районов Средней Азии. При этом установлено, что через 6–7 суток после пусков МГД-генератора в районе возникает заметная активизация местных землетрясений 8–13 классов. Суммарная сейсмическая энергия инициированных каждым пуском землетрясений в среднем составила $1,1 \cdot 10^{12}$ Дж, что на пять порядков больше энергии, отдаваемой в питающий диполь МГД-генератором. Это позволило заключить, что воздействие электромагнитных импульсов инициирует выделение энергии, накопленной ранее средой в ходе тектонических процессов, в виде относительно слабых сейсмических событий. Полученные результаты свидетельствуют о новых, пока еще малоизученных свойствах земной коры и, возможно, могут быть использованы для разработки методов снижения сейсмической опасности путем искусственной разрядки тектонических напряжений.

Еще более масштабные работы по глубинному электрическому зондированию коры проводились на Бишкекском полигоне с 1983 по 1990 г.г. В качестве источника применялся МГД-генератор. Нагрузкой служил электрический диполь с разномом электродов 4,5 км и сопротивлением 0,4 Ом. При пусках генератора ток в нагрузке достигал 0,28–2,8 кА, длительность зондирующего импульса (ЗИ) составляла 1,7–12,1 с, а энергия, в основном, лежала в пределах 1,2–23,1 МДж. Диполь располагался в пределах структур Северного Тянь-Шаня, примыкающих к границе осадочных отложений Чуйской впадины. Всего за указанное время было проведено 108 пусков. Подробное описание МГД-установки и методики зондирования представлено в работах [Трапезников и др., 1989; Волыхин и др., 1993].

Для анализа влияния ЗИ на сейсмичность использовался каталог землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий [Михайлова, 1990а, б], в котором представлены данные о землетрясениях за период с 1975 по 1987 г.г. в регионе с координатами 41,0–45,4° с.ш. и 74,0–81,4° в.д. Каталог был оформлен в виде файла, пригодного для цифровой обработки на ЭВМ. Всего в него вошли данные о 7622 землетрясениях 4–15 энергетических классов. Из них 12 землетрясений имели $K > 13$, а два наиболее сильные – $K = 15$ и $K = 15,3$ (последнее возникло в период проведения экспериментов по электрическому зондированию). Линейность графика повторяемости, построенного по всей совокупности событий, выдерживалась в диапазоне 7–15 классов.

На рисунке III.7.7 показана карта эпицентров землетрясений, представленных в каталоге за весь период наблюдений. Видно, что плотность эпицентров сильно меняется в пределах рассматриваемого района. В центральной и южной частях наблюдается ряд зон с высоким уровнем сейсмической активности, тогда как на северо-западе плотность эпицентров существенно ниже. В основных чертах такой характер распределения землетрясений сохраняется во времени.

За период, охваченный этим каталогом, на полигоне было проведено 85 пусков. Для выделения вызванных изменений сейсмичности на фоне естественных вариаций использовалась методика когерентного суммирования землетрясений (наложения эпох) в пределах временных окон шириной ± 20 суток от момента каждого пуска. С этой целью все 85 окон совмещались во времени, т.е. по каждому пуску МГД-генератора из каталога производилась выборка землетрясений, возникших в интервале $\{t_j - 20, t_j + 20\}$, где t_j – абсолютное время j -го ЗИ, выраженное в сутках ($j = 1, 2, 3, \dots, 85$), их абсолютные времена T_i заменялись на времена $t_i = T_i - t_j$, пересчитанные относительно момента соответствующего пуска, после чего все выборки объединялись в общий подкаталог, куда вошло более 3000 местных землетрясений 5–13-х классов. Из них события с $t_i < 0$ произошли в течение 20 суток до ЗИ, а с $t_i > 0$ в такой же интервал после них. Землетрясения, возникшие до пусков (с $t_i < 0$),

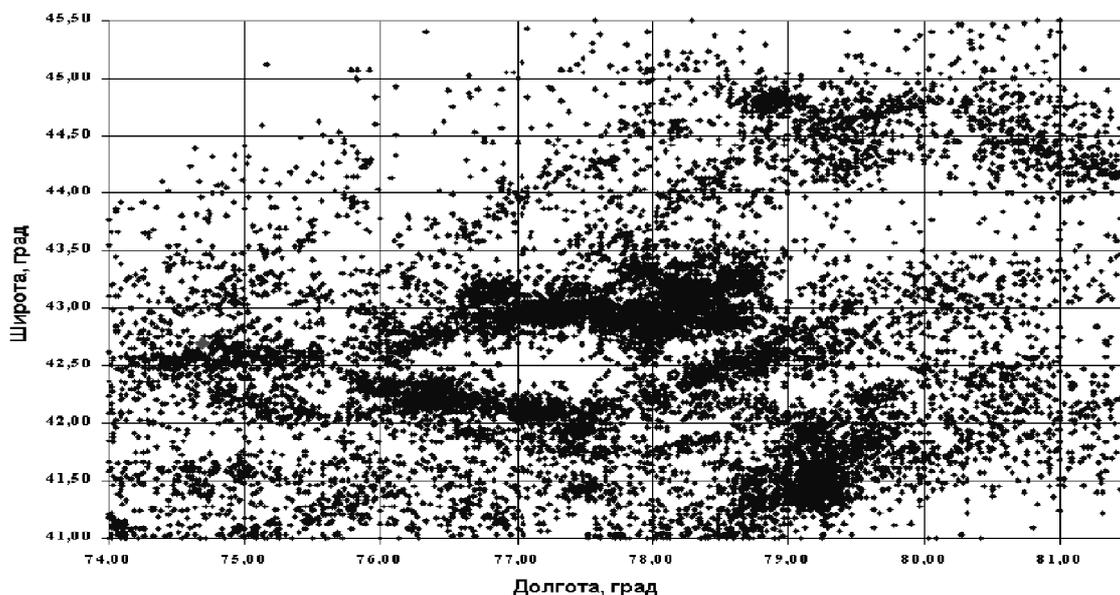


Рис. III.7.7. Карта эпицентров землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий

использовались для оценки естественного уровня сейсмичности непосредственно перед воздействием ЗИ.

Полученный подкаталог использовался для оценки влияния ЗИ на форму и уровень графиков повторяемости. С этой целью строились зависимости n_k/m_k – отношения числа землетрясений, возникших после и до ЗИ, от их энергетического класса K . При этом значения n_k и m_k определялись для $K=5,6,7,\dots,13$ при подсчете числа событий соответственно с $t_i > 0$ и $t_i < 0$ и классами от $K-0,5$ до $K+0,5$.

Изменение сейсмичности после ЗИ рассматривалось также во времени. Для этого по тому же подкаталогу подсчитывалось N_t – число землетрясений, возникших в районе наблюдений за каждые сутки, т.е. с $t-0,5Wt < t+0,5$ для всех целых t от -20 до 20 суток. Кроме того, по всем N_t с $t < 0$ вычислялось среднесуточное число событий до ЗИ (уровень фона) и оценивался доверительный интервал шириной 3σ .

По своему геологическому строению район наблюдений можно условно разделить по широте $42,9^\circ$ на южную (палеозойские структуры Северного Тянь-Шаня) и северную (осадочные мезозой-кайнозойские отложения) части. Для анализа изменений сейсмического режима после ЗИ в разных геологических структурах подобные зависимости строились отдельно по выборкам землетрясений с гипоцентрами, лежащими в пределах каждой из этих частей. Кроме того, рассматривались карты эпицентров землетрясений, возникших до (с $t_i < 0$) и после (с $t_i > 0$) ЗИ.

При сопоставлении графиков повторяемости, построенных по землетрясениям, возникшим до (с $t_i < 0$) и после (с $t_i > 0$) ЗИ, было отмечено изменение их формы и уровня. Характер таких изменений наглядно демонстрирует зависимость n_k/m_k – отношения числа землетрясений после и до пусков от их энергетических классов K , представленная на рисунке III.7.8 (1). Видно, что за исключением событий с $K=6$ ($n_k/m_k=1$), значение этого отношения меняется от 1,12 до 3, что свидетельствует о некоторой активизации сейсмичности района после ЗИ.

На рисунке III.7.8 (2) дана аналогичная зависимость, полученная для северной части района, сложенной преимущественно осадочными мезозой-кайнозойскими породами. Значения n_k/m_k на этом графике флуктуируют около 1. Такое поведение зависимости показывает, что на севере района отмечается некоторое перераспределение землетрясений по их энергиям, но в целом сейсмоак-

тивность этой области почти не меняется. В южной части района (рис. III.7.8 (3)), сложенной кристаллическими породами палеозойского возраста, напротив, наблюдается заметный рост значений n_k/m_k , которые, за исключением событий с $K=6$, меняются в пределах от 1,4 до 6. Следовательно, в основном электромагнитные импульсы вызывают активизацию южной части района наблюдений.

Анализ изменения сейсмичности после ЗИ на разных глубинах показал, что наиболее сильное воздействие они оказывают на активность верхнего слоя коры мощностью порядка 5 км. На рисунке III.7.8 (4–6) представлены аналогичные рассмотренным выше зависимости, полученные по выборке землетрясений из этого слоя. Видно, что для района в целом (рис. III.7.8 (4)) значения n_k/m_k в основном лежат в пределах от 1,3 до 2. На севере они флуктуируют около 1, правда, с меньшей амплитудой, а на юге почти для всех классов меняются в пределах от 1,4 до 3. Все это показывает, что рост сейсмичности района определяется активизацией приповерхностного слоя его южной части, относящейся к структурам Северного Тянь-Шаня, хотя перераспределение землетрясений по энергии наблюдается во всем районе.

Изменение сейсмичности после пусков МГД-генератора было рассмотрено во времени. На рисунке III.7.9 (1) представлено распределение суточного числа землетрясений N_t до и после ЗИ

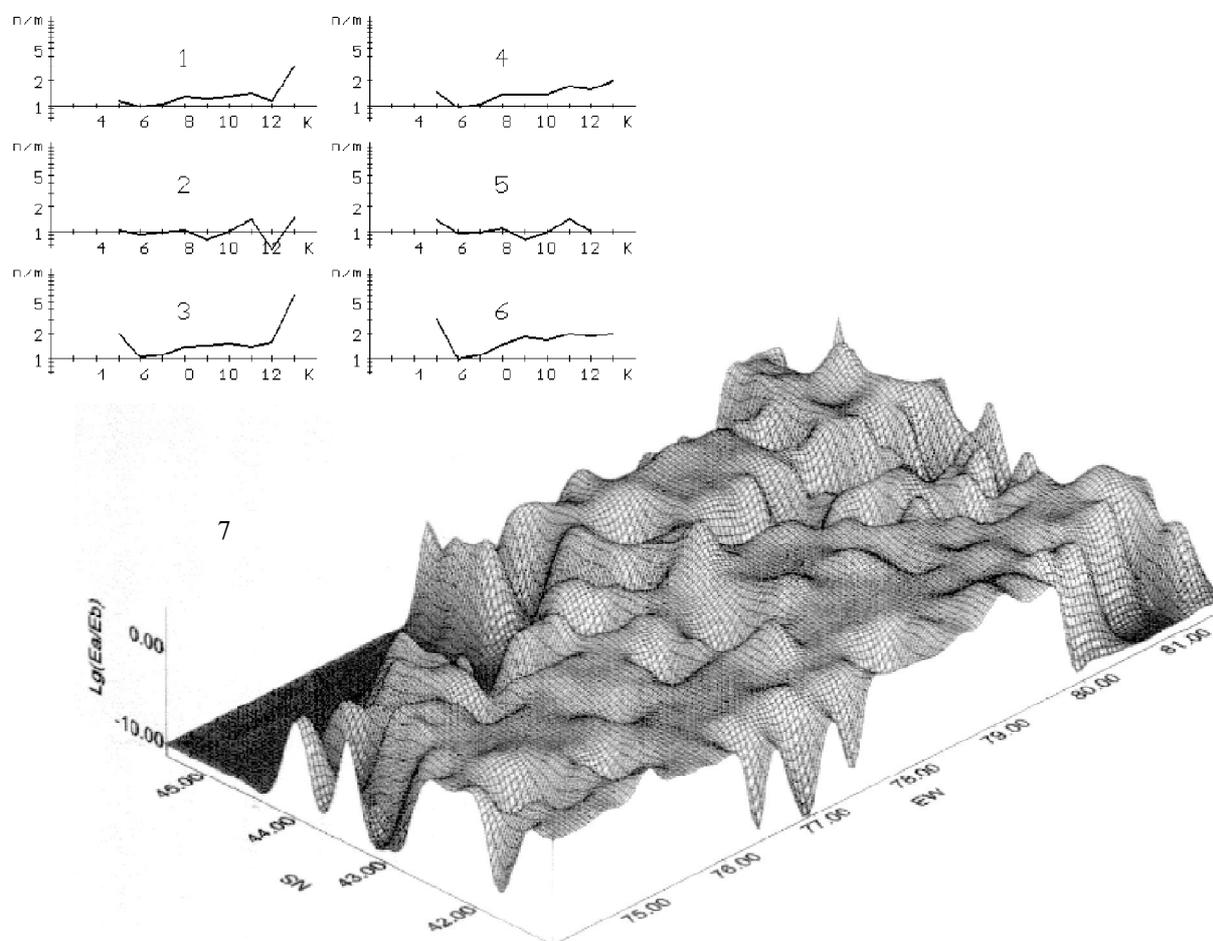


Рис. III.7.8. Зависимость n_k/m_k – отношения числа землетрясений, возникших после и до пусков МГД-генератора, от их энергетического класса K и распределение соотношения выделившейся сейсмической энергии для всего района (1, 7), его северной (2) и южной частей (3), а также для приповерхностного пятикилометрового слоя: всего района (4), северной (5) и южной (6) частей. Значения n_k/m_k отложены в логарифмическом масштабе [Тарасов и др., 1999]

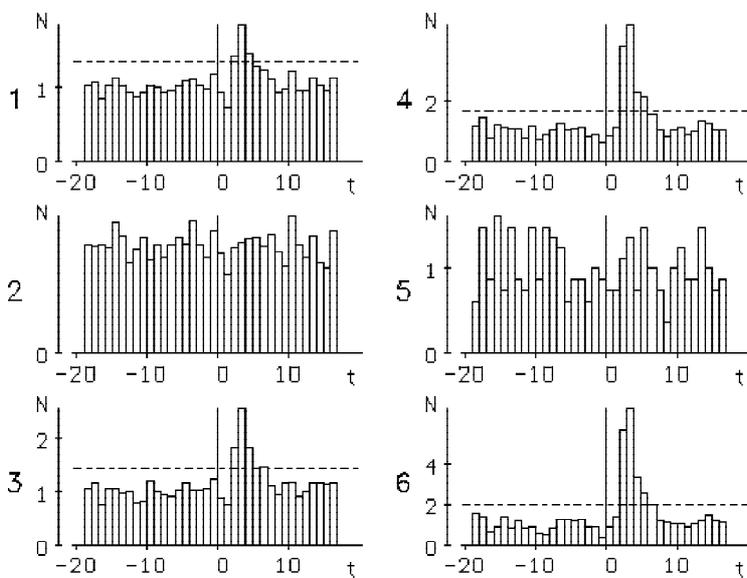


Рис. III.7.9. Распределение землетрясений района до ($t < 0$) и после ($t > 0$) пусков МГД-генератора во времени

1 – для всего района; 2 – для северной части; 3 – для южной части; 4–6 – события с КД8 для приповерхностного (5 км) слоя: 4 – для всего района, 5 – для северной части, 6 – для южной части. По вертикальной оси – суточное число землетрясений, нормированное на их среднее значение до пусков, по горизонтальной – время, отсчитываемое от дат пусков в сутках. Пунктирная линия – доверительный интервал шириной 3σ

для всего района. Видно, что через несколько суток после пусков значения N_t становятся заметно выше, чем до них. На 4-е сутки после ЗИ наблюдается максимум, превышающий по амплитуде уровень фона почти на 6σ . При этом в северной части района значимых изменений N_t вызванных ЗИ, не наблюдается (рис. III.7.9 (2)). На юге же (рис. III.7.9 (3)) прослеживается очень четкий максимум на четвертые сутки после ЗИ, превышающий средний уровень фона почти на 9σ , и постепенный спад значений N_t в течение нескольких суток.

Как уже говорилось, инициирующее воздействие ЗИ в основном проявляется в верхнем 5-километровом слое. На рисунке III.7.9 (4–6) показаны распределения суточного числа землетрясений с гипоцентрами, лежащими в пределах этого слоя, для всего района, а также для его северной и южной частей. Возрастание значений N_t после ЗИ четко прослеживается здесь даже для района в целом (рис. III.7.9 (4)), хотя землетрясения его северной части, где активизации не наблюдается (рис. III.7.9 (5)), приводят к повышению уровня “шума”. Еще более четкая картина наблюдается для южной части. На рисунке III.7.9 (6) видно, что после пусков значения N_t остаются на уровне фона еще двое суток. Затем возникает резкая активизация режима, которая отмечается четким двухсуточным максимумом, а затем плавно спадает до уровня фона в течение трех суток. Амплитуда этого максимума превышает среднесуточное число землетрясений до ЗИ (т.е. уровень фона) более, чем на 10σ .

При детальном анализе потока сейсмических событий установлено, что значительный вклад в представленные выше распределения вносит землетрясение 24.01.87 с $K=15,3$ и его афтершоки. Исходя из принятой нами формальной методики, его следует отнести к событиям, инициированным ЗИ. Однако нельзя исключить из рассмотрения возможность случайного совпадения времени возникновения этого события и предвещающего его пуска. Поэтому возникла необходимость проверки инициирующего воздействия ЗИ без учета этого землетрясения и его афтершоков.

С этой целью используемый каталог был ограничен датой 23.01.87, предшествующей землетрясению, и все выполненные расчеты были проделаны вновь. При этом число проанализированных пусков сократилось до 75, а число землетрясений в каталоге уменьшилось до 5962. Однако и в этом случае была выявлена заметная активизация сейсмичности после ЗИ, что подтвердило сделанные ранее выводы. На рисунке III.7.10 представлено распределение числа землетрясений до и после ЗИ во времени, полученное по усеченному каталогу. На нем видно, что на вторые сутки после пусков наблюдается заметная активизация сейсмического режима. Амплитуда наблюдаемого максимума значений N_t превышает уровень фона на 4σ . Однако здесь картина активизации

выражена менее четко, вероятно потому, что из естественного потока землетрясений мы искусственным образом удалили наиболее значимое сейсмическое событие. Интересно, что максимум активизации сместился на этом примере на вторые сутки, тогда как раньше он наблюдался через 4 суток после ЗИ.

Анализируя изменения сейсмичности Гармского района при сейсмических воздействиях Семипалатинских ядерных взрывов [Тарасов, Тарасова, 1995] было показано, что время запаздывания максимумов активизации после взрывов менялось в разных геологических структурах. Допустив, что аналогичная картина наблюдается и после ЗИ, можно предположить, что для массивов горных пород эпицентральной области землетрясения 24.01.87 характерно время запаздывания порядка 4 суток. После исключения из каталога землетрясений этой области, запаздывание активизации сейсмичности после ЗИ стало определяться временными характеристиками других геологических структур района, которым свойственны более короткие задержки.

Четкость картины распределения суточного числа землетрясений во времени может снижаться за счет перекрытия временных окон, определяемых по каждому пуску, при проведении их через небольшие (по сравнению с шириной окна) временные интервалы. Чтобы более надежно оценить характер временных изменений N_p , были построены временные зависимости в пределах временных окон шириной ± 5 суток (вместо 20 суток). При этом из обработки были исключены все ЗИ, временной интервал между которыми был менее 10 суток (использование усеченного каталога). Количество ЗИ сократилось до 89.

На рисунке III.7.11 (1) представлено распределение суточного числа землетрясений, полученное по всему каталогу. На нем хорошо виден четкий максимум активизации длительностью трое суток со временем запаздывания относительно ЗИ в 3–4 суток. На рисунке III.7.11(2) показано аналогичное распределение, полученное по усеченному каталогу. Здесь наблюдается менее интен-

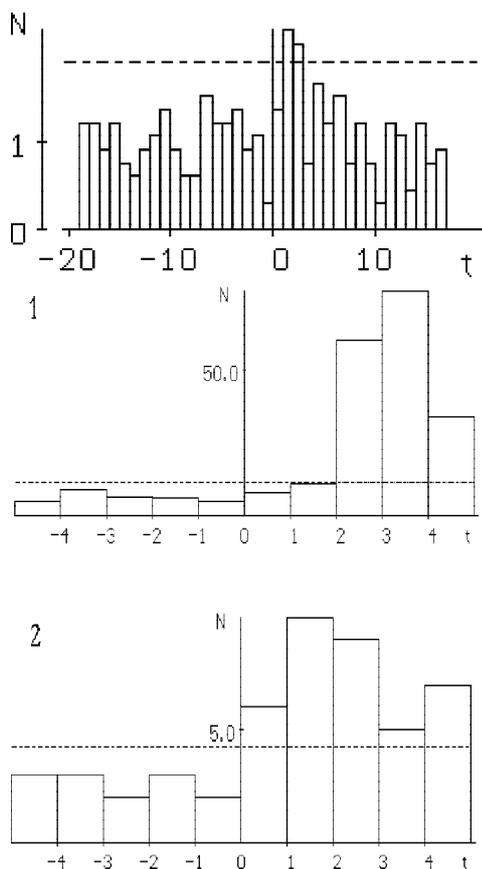


Рис. III.7.10. Распределение землетрясений приповерхностного слоя южной части района наблюдений во времени, полученное по каталогу, ограниченному датой, предшествующей землетрясению 24.01.87 с $K=15,3$

Обозначения те же, что и на рис. III.7.9

Рис. III.7.11. Распределение землетрясений с $KD8$ в верхнем пятикилометровом слое южной части района до ($t < 0$) и после ($t > 0$) зондирующих импульсов во времени

1 – полученное по всему каталогу с 1983 по 1987 г.; 2 – по каталогу, ограниченному по времени датой землетрясения 24.01.87 г. с $K=15,3$. Из обработки исключены все пуски МГД-генератора, интервал между которыми был менее 10 суток. По вертикальной оси отложено суточное число землетрясений, по горизонтальной - время, отсчитываемое от дат пусков в сутках. Пунктирная линия – доверительный интервал шириной 3σ

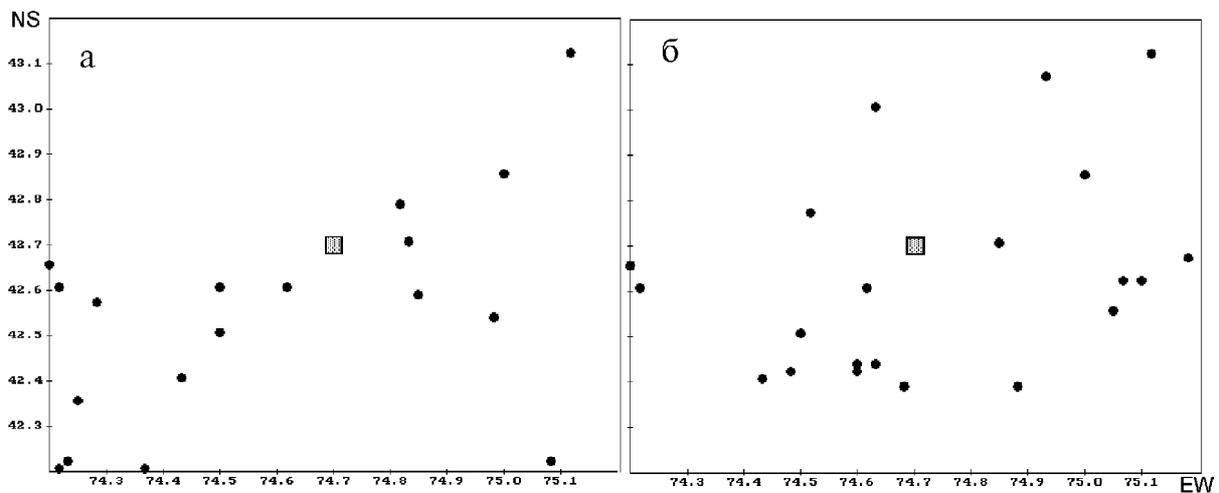


Рис. III.7.12. Эпицентры землетрясений с $KD8$ и $hW5$ км, возникших на территории Бишкекского полигона в течение 8 суток до (а) и 8 суток после (б) пусков

Квадратом показано положение питающего диполя МГД-генератора

сивная, но более длительная активизация. Можно предположить, что такая картина формируется в результате наложения нескольких максимумов активизации, возникающей после ЗИ в разных геологических структурах с различными временными задержками.

ЗИ вызывают также перераспределение землетрясений в пространстве. На рисунке III.7.12 представлены карты эпицентров землетрясений, возникших в пределах Бишкекского полигона в течение 8 суток до ЗИ (рис. III.7.12 (а)) и после него (рис. III.7.12 (б)). Видно, что до пусков эпицентры местных землетрясений образуют две цепочки. Одна из них имеет субширотное простирание, а другая вытянута с северо-востока на юго-запад, что может быть связано с их приуроченностью к глубинному Северо-Тянь-Шанскому и Каракойынскому разломам. После ЗИ только несколько эпицентров можно отнести к этим структурам. Основная часть эпицентров имеет вид площадного распределения, образующих некое подобие кольца, окружающего питающий диполь МГД-установки.

В таблице III.7.1 представлены оценки суммарной сейсмической энергии, выделенной землетрясениями района в течение 20 суток перед всеми 85 пусками МГД-генератора (E_b), суммарной энергии, выделенной за такой же период после них (E_a), приращения суммарной сейсмической энергии после пусков ($E_a - E_b$) и приращения энергии, нормированного на число пусков $(E_a - E_b)/85$. Оценки даны по всем землетрясениям района, по событиям, возникшим в его северной части, и по землетрясениям южной части района. При этом отдельно представлены оценки, полученные независимо от глубины землетрясений, и по выборке событий из верхнего слоя мощностью 5 км.

Анализ представленных значений показывает, что суммарная сейсмическая энергия, выделенная землетрясениями района в течение 20 суток после всех 85 пусков, превышает энергию земле-

Таблица III.7.1

Суммарная сейсмическая энергия землетрясений района до (E_b) и после (E_a) пусков МГД-генератора [Тарасов и др., 1999]

Глубины очагов	Часть района	$E_b \cdot 10^{13}$, Дж	$E_a \cdot 10^{13}$, Дж	$(E_a - E_b) \cdot 10^{13}$, Дж	$(E_a - E_b) \cdot 10^{13}$, Дж на 1 пуск
Все	Весь район	22	213	191	2,2
Все	Север	15	2,7	-12,3	-0,15
Все	Юг	6,9	210	203,1	2,4
0–5 км	Весь район	7,2	210	202,8	2,4
0–5 км	Север	0,8	0,85	0,05	0,0
0–5 км	Юг	6,4	210	203,6	2,4

трясений за аналогичный период до них на $2,03 \cdot 10^{15}$ Дж (причем основной вклад вносят землетрясения из верхнего 5-километрового слоя южной части района, относящейся к кристаллическим структурам Северного Тянь-Шаня). В то же время суммарная энергия, отдаваемая МГД-генератором в питающий диполь при этих 85 пусках, составила $1,1 \cdot 10^9$ Дж, что на 6 порядков меньше. Следовательно, мощные электромагнитные импульсы, излучаемые МГД-установкой при зондировании, инициируют выделение энергии, которая была накоплена в коре исследуемого региона за счет других источников.

При этом средняя энергия инициированных землетрясений, приходящаяся на один пуск, составляет $2,2 \cdot 10^{13}$ Дж. В работе [Тарасов, 1997] при исследовании инициирующего воздействия ЗИ МГД-генератора на сейсмический режим Гармского района Таджикистана было получено, что, в среднем, каждый пуск вызывает рост суммарной сейсмической энергии местных землетрясений на $1,1 \cdot 10^{12}$ Дж. Нужно, однако, учесть, что по своей площади Гармский полигон существенно меньше рассматриваемого в данном случае района. Нормировка этих оценок на площади соответствующих районов дает величину дополнительно выделенной сейсмической энергии для Бишкекского полигона – $7,3 \cdot 10^7$ Дж/км²/пуск, а для Гармского – $6,6 \cdot 10^7$ Дж/км²/пуск. Полученные величины достаточно близки по значению, что говорит о примерно одинаковой реакции среды на ЗИ в разных районах по энергетическим характеристикам.

Однако имеется несколько очень существенных отличий в характере инициированной сейсмичности этих двух районов. В Гармском районе активизация наблюдалась преимущественно в осадочных породах Таджикской депрессии. На северном Тянь-Шане, наоборот, в кристаллических структурах. При этом в Гарме она возникала через 6-7 суток после пусков, а для Северного Тянь-Шаня задержка составляет всего 2-4 суток. Наиболее заметный рост сейсмической активности Гармского района происходил в пределах 50-70 км от питающего диполя. На Бишкекском же полигоне в непосредственной близости от питающего диполя прослеживается очень слабый рост сейсмичности, а на расстояниях более 100 км эффективность инициирующего воздействия ЗИ становится значительно выше. Можно предположить, что это связано с низкой энергонасыщенностью среды в районе полигона или с относительно низким уровнем его сейсмической активности по сравнению с другими сейсмогенными зонами рассматриваемого района.

Полученные результаты были проверены на примере 23 пусков МГД-генератора, проведенных на Бишкекском полигоне в 1988–1989 гг. Поскольку этот период не был охвачен каталогом “Землетрясения Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий” [Михайлова, 1990а, б], аналогичный анализ был проведен по другому каталогу – “Землетрясения Средней Азии и Казахстана”, содержащему за 1988–1989 гг. более 1200 событий. Пространственные границы этого каталога несколько шире и смещены к юго-западу по отношению к району, охваченному первым каталогом. Все это придало такому анализу определенную статистическую независимость от предыдущего.

На рисунке III.7.13 представлены временные изменения суточного числа землетрясений после ЗИ, полученные в результате когерентного суммирования сейсмических событий в пределах 23 временных окон, соответствующим пускам МГД-генератора в 1988–1989 гг. Здесь наблюдается не столь четкая картина, как на рисунке III.7.11, что, по-видимому, связано с относительно небольшим количеством пусков. Тем не менее, хорошо видно, что, как и в предыдущем случае, после ЗИ наблюдается заметная активизация сейсмического режима, которая наиболее ярко проявляется в приповерхностном 5-километровом слое южной части района наблюдений. Время задержки максимума активизации относительно ЗИ составляет здесь 2–3 суток, что также хорошо совпадает с тем, что было получено ранее.

Представленные результаты показывают, что мощные электромагнитные импульсы МГД-генератора вызывают заметную активизацию местных землетрясений, возникающую через 2–4 суток после их воздействия, в широком диапазоне энергетических классов. При этом меняется распределение землетрясений по их энергиям и наблюдается перегруппировка гипоцентров в пространстве. Эффективность воздействий может сильно различаться в пределах разных геологических

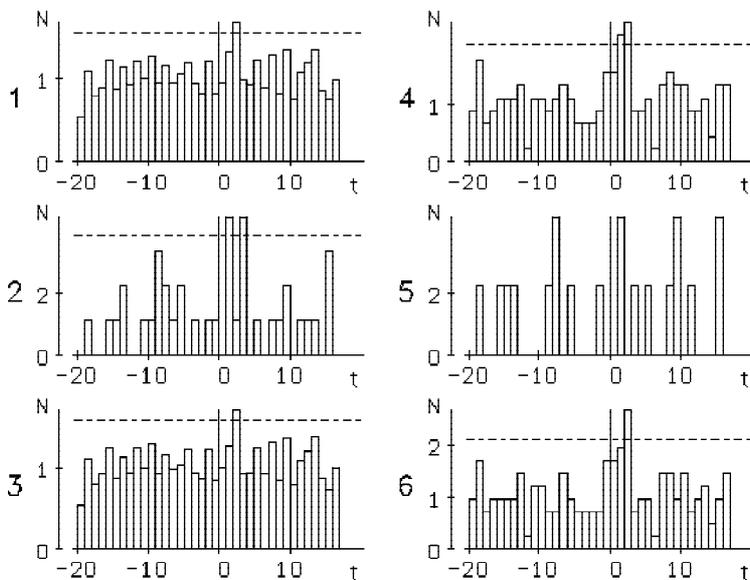


Рис. III.7.13. Распределение во времени суточного числа местных землетрясений Средней Азии и Казахстана до ($t < 0$) и после ($t > 0$) пусков МГД-генератора в 1988–1989 гг. 1 – для всего района наблюдений; 2 – для северной части; 3 – для южной части; 4–6 то же что и 1–3, но для приповерхностного 5-километрового слоя. По вертикальной оси отложено суточное число событий, нормированное на среднее суточное число землетрясений до пусков (уровень фона), по горизонтальной оси – время, отсчитываемое от даты пусков (в сутках). Пунктирной линией показан доверительный интервал шириной в 3σ [Тарасов и др., 1999]

структур. Эти выводы проверены по двум независимым сериям пусков МГД-генератора на Бишкекском полигоне при обработке двух разных каталогов землетрясений. В свою очередь, полученные результаты подтверждает факт инициирующего воздействия электромагнитных импульсов на сейсмический режим, выявленный ранее в работе [Тарасов, 1997] на примере Гармского района Таджикистана.

То обстоятельство, что приращение суммарной энергии землетрясений после пусков оказалось на 6 порядков больше суммарной энергии, отдаваемой МГД-генератором в питающий диполь, позволило сделать вывод, что, мощные электромагнитные импульсы, излучаемые МГД-установкой, инициируют выделение энергии, накопленной в коре исследуемого района в результате естественных геодинамических процессов, играя роль своеобразного “спускового крючка”.

Для изучения физической природы механизма инициирования землетрясений, так же как и для задач практического использования обнаруженного эффекта с целью снижения сейсмической опасности, большое значение имеет вопрос о пространственных и пространственно-временных изменениях сейсмического режима после электромагнитных воздействий. Поэтому он был рассмотрен более подробно [Tarasov, Tarasova, 2004]. С этой целью использовался дополненный каталог пусков МГД-генератора на Бишкекском полигоне, содержащий данные о 114 пусках с 1983 по 1990 гг. и каталог землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий с 1975 по 1996 гг. Н.Н. Михайловой.

На рисунке III.7.14 представлена карта потока суммарной сейсмической энергии землетрясений в пределах рассматриваемого района, построенная по всем землетрясениям используемого каталога. В основном, ее характер определяется особенностями естественного распределения сейсмичности в пределах Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. Видно, что значения потока сейсмической энергии меняются по этой территории в широких пределах. В южной и центральной части района выделяется ряд зон с высоким уровнем потока суммарной сейсмической энергии, тогда как в северной и, особенно в северо-западной части суммарная сейсмическая энергия местных землетрясений существенно ниже.

Пространственные вариации изменения потока суммарной сейсмической энергии местных землетрясений после электромагнитных воздействий характеризует карта, представленная на рисунке III.7.15. На ней показано отношение суммарной сейсмической энергии землетрясений, возникших в течение 20 суток после всех 114 пусков, и энергии землетрясений, произошедших за такой же

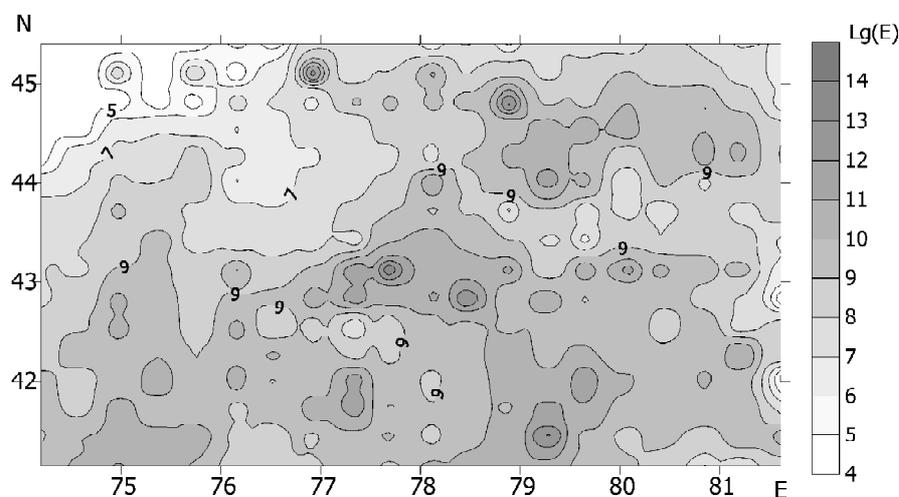


Рис. III.7.14. Карта распределения потока суммарной сейсмической энергии землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий

Значения энергии получены по всем землетрясениям каталога с 1975 по 1996 гг. для сетки с ячейками площадью 1000 км² и нормированы к годовому уровню

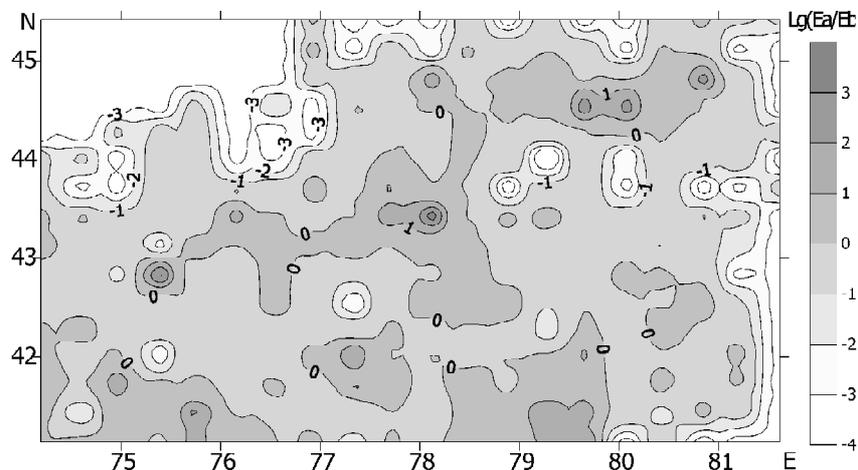


Рис. III.7.15. Карта отношения суммарной сейсмической энергии землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий, возникших в течение 20 суток после 114 пусков МГД-генератора на Бишкекском полигоне и за такой же период времени до них

период перед ними. На карте видно, что возрастание потока суммарной сейсмической энергии происходит в пределах нескольких зон, расположенных преимущественно в центральной и южной части рассматриваемого района.

Интересно, что между картами на рисунках III.7.14 и III.7.15 наблюдается вполне определенная корреляция. Однако они далеко не идентичны одна другой. Следовательно, области, в пределах которых электромагнитные воздействия МГД-генератора вызывают значительное возрастание потока суммарной сейсмической энергии, в основном, приурочены к наиболее сейсмоактивным зонам рассматриваемого района. Однако эффективность инициирующего воздействия определяется не только уровнем сейсмической активности, но и другими причинами [Tarasov, Tarasova, 2004].

Нужно отметить, что по этой карте трудно заметить какое-либо закономерное изменение эффективности триггерного воздействия электромагнитных импульсов МГД-генератора по мере удале-

ния от места его установки (42,69 NS, 74,68 EW). Для интегральной оценки таких изменений в работе [Tarasov, Tarasova, 2004] была получена зависимость $Lg(E_a/E_b)$ от расстояния между эпицентрами землетрясений и питающим диполем МГД-генератора независимо от направления. С этой целью по всем пускам была рассчитана суммарная сейсмическая энергия землетрясений до (E_b) и после (E_a) пусков возникших в пределах кольцевых зон, ограниченных радиусами R-25 и R+25 км с центром в месте установки МГД-генератора. При этом R менялся от 25 до 575 км с шагом в 50 км.

Представленная на рисунке III.7.16 зависимость $Lg(E_b)$ от расстояния, отражает естественное изменение потока сейсмической энергии района наблюдений в зависимости от расстояния до МГД-генератора, а зависимость $Lg(E_a)$ – суммарный эффект естественных изменений и триггерированной сейсмичности. Интересно отметить, что до расстояний ~200 км отмечается относительно низкий уровень $Lg(E_b)$. На рисунке видно, что на малых расстояниях суммарная сейсмическая энергия была выше до пусков МГД-генератора. Затем наблюдается интервал, где $Lg(E_a)$ больше $Lg(E_b)$. Далее обе кривые опять меняются местами, т.е. по мере удаления от питающего диполя попеременно наблюдается то возрастание суммарной сейсмической энергии после воздействия электромагнитных импульсов, то ее убывание. Более четко это видно на рисунке III.7.17, где представлена зависимость от расстояния $Lg(E_a/E_b)$ – логарифма отношения суммарной сейсмической энергии землетрясений после и до пусков МГД-генератора. Значения $Lg(E_a/E_b)$ периодически меняют свой знак через каждые 80–110 км. Следовательно, по мере удаления от МГД-генератора попеременно наблюдаются зоны, в которых воздействие электромагнитных импульсов приводит то к повышению, то к понижению потока сейсмической энергии [Tarasov, Tarasova, 2004].

Интересно, что на расстояниях меньше 100 км $Lg(E_a/E_b) < 0$. Следовательно, пуски МГД-генератора приводят к снижению сейсмической активности в ближней зоне. На расстояниях 110–240 км сейсмичность после электромагнитных воздействий возрастает, далее кривая опять уходит в отрицательную область и т.д. В целом же наблюдается знакопеременная зависимость, амплитуды которой возрастают до расстояния 375 км от питающего диполя, а затем начинают убывать. Важно отметить, что амплитуды положительных полупериодов имеют более высокие амплитуды, чем

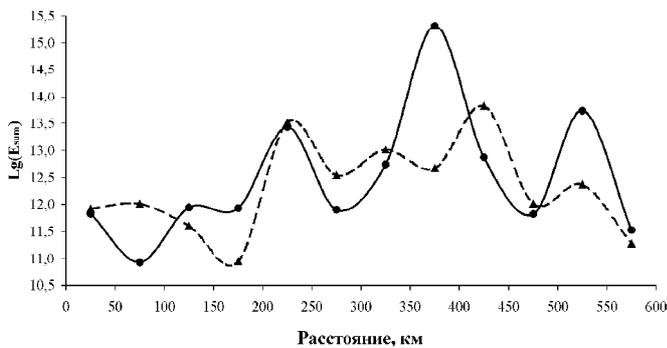


Рис. III.7.16. Зависимость суммарной сейсмической энергии (E_{sum}) землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий до (пунктирная линия, E_b) и после (сплошная линия, E_a) пусков МГД-генератора на Бишкекском полигоне ИВТ РАН от расстояния до места его установки

Энергия E_a и E_b в Дж отложена в логарифмическом масштабе

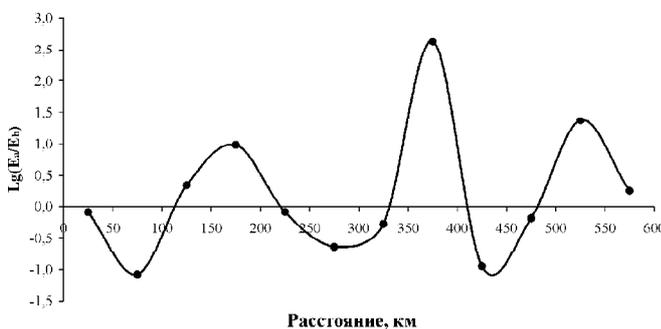


Рис. III.7.17. Зависимость E_a/E_b – отношения суммарной сейсмической энергии землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий после (E_a) и до (E_b) пусков МГД-генератора на Бишкекском полигоне ИВТ РАН от расстояния до места его установки

Значения E_a/E_b отложены в логарифмическом масштабе

отрицательных. Это подтверждает сделанный ранее вывод, что в целом воздействие электромагнитных импульсов приводит к активизации рассматриваемого района.

Для количественной оценки изменения пространственного распределения землетрясений во времени был построен график функции изменения пространственной корреляции плотности землетрясений за каждые два смежных года с 1975 по 1995 год [Tarasov, Tarasova, 2004]. С этой целью район наблюдений, как и раньше, был разбит на сетку с квадратными ячейками площадью 1000 км². В каждой из ячеек подсчитывалось n_{ijk} и n_{ijk+1} – число землетрясений, возникших в течение k -го и $k+1$ -го года, для всех k , начиная с 1975 по 1995. Индексы i и j обозначают номера ячеек сетки по широте и долготе. Они связаны с географическими координатами ячеек X , Y как:

$$i = \text{Int}(X - X_0) / dX; j = \text{Int}(Y - Y_0) / dY,$$

где dX и dY – длина сторон ячеек по осям X и Y в градусах, а $X_0 = 41^\circ \text{NS}$ и $Y_0 = 74^\circ \text{EW}$ – широта южной и долгота западной границ района наблюдений. Функция пространственно-временной корреляции сейсмичности r_k вычислялась для всех $K=1975, 1976, \dots, 1995$ из соотношения:

$$r_k = \sqrt{\frac{C_{k,k+1}^2}{S_k \cdot S_{k+1}}} \quad C_{k,k+1} = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M n_{ijk} \cdot n_{ijk+1} - \frac{1}{N \cdot M} \left(\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M n_{ijk} \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M n_{ijk+1} \right);$$

$$S_k = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M (n_{ijk})^2 - \frac{1}{N \cdot M} \left(\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M n_{ijk} \right)^2; \quad S_{k+1} = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M (n_{ijk+1})^2 - \frac{1}{N \cdot M} \left(\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M n_{ijk+1} \right)^2;$$

где: N – число ячеек вдоль оси X , M – число ячеек по оси Y .

На рисунке III.7.18а представлена функция пространственно-временной корреляции сейсмичности r_k , полученная по всем землетрясениям района с 1975 по 1994 г. Прежде всего, нужно отме-

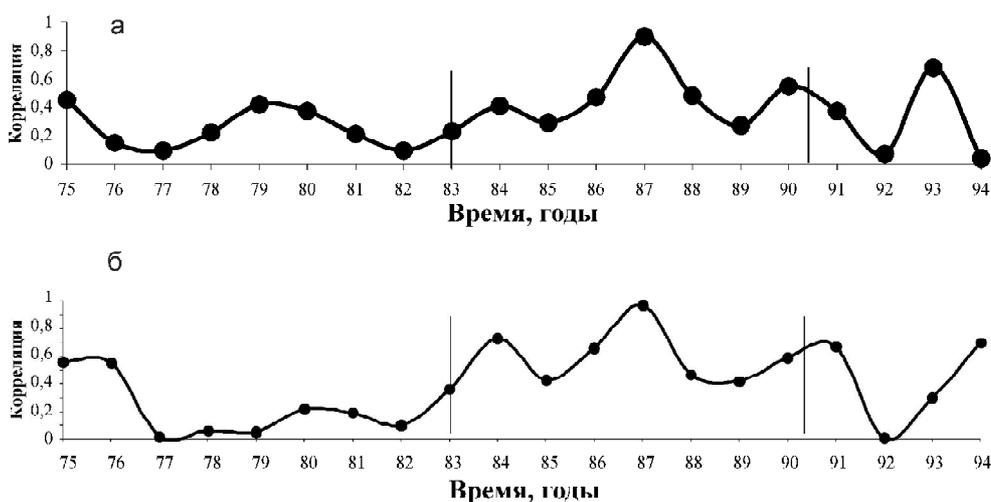


Рис. III.7.18. Изменение во времени функции пространственно-временной корреляции плотности землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий (а), в том числе возникших в пределах слоя 0–5 км (б)

По горизонтальной оси отложено время (годы), по вертикальной – значения функции корреляции. Вертикальными линиями показано время начала и окончания серии пусков МГД-генератора на Бишкекском полигоне ИВТ РАН [Tarasov, Tarasova, 2004]

тить, что r_k имеют довольно низкие значения. Обращает на себя внимание периодическое изменение функции корреляции в с 1975 по 1983 г., когда значения r_k закономерно меняются от 0,1 до 0,45 с периодом в 5–6 лет. Это показывает, что существуют периоды быстрого изменения пространственного распределения сейсмичности, которые через каждые 2,5–3 года сменяются периодами ее относительной стабилизации и наоборот.

На рисунке очень хорошо видно, что, начиная с 1983 г. эта зависимость резко меняется. Происходит смена 5–6 летней цикличности на цикличность с периодом ~ 3 года. Одновременно происходит заметное повышение коэффициентов корреляции пространственного распределения землетрясений до 0,3–0,68, а максимальная величина функции r_k достигает 0,9. Следовательно, после 1983 г. пространственное распределение землетрясений становится более устойчивым.

Поскольку время смены частоты периодичности корреляционной функции r_k и начала роста ее значений совпадает с началом пусков МГД-генератора, можно предположить, что воздействие электромагнитных импульсов приводит к упорядочиванию пространственно-временной структуры сейсмичности и одновременно укорачивает циклы ее перестройки [Тарасов, Тарасова, 2004].

На рисунке III.7.186 показана аналогичная зависимость, полученная по выборке землетрясений, возникших в пределах верхнего слоя коры мощностью 5 км. Видно, что в самом начале рассматриваемого периода на ней наблюдаются относительно высокие значения корреляционной функции. Далее, в течение 6 лет с 1977 по 1983 год значения r_k не превышают 0,23. После начала экспериментов с МГД-генератором уровень пространственно-временной корреляции резко возрастает. Так в 1983 году r_k достигает 0,35, а далее колеблется в пределах от 0,42 до 0,97. При этом вновь возникает 3–4-летняя периодичность. Все это показывает, что изменения пространственно-временной структуры сейсмичности после начала экспериментов с МГД-генератором наиболее четко прослеживается в верхнем пятикилометровом слое, на что уже указывалось ранее.

Как уже говорилось, в пределах этого слоя отмечался наиболее сильный рост суммарной сейсмической энергии землетрясений после пусков МГД-генератора не только на Северном Тянь-Шане, но и в Гармском районе Таджикистана [Тарасов, 1997; Тарасов, Тарасова, 1999]. Поскольку высокая эффективность инициирующего воздействия наблюдалась в интервале глубин 0–5 км, совпадающем с гидростатической зоной коры, для которой характерно наличие свободной воды, заполняющей трещины, поры и полости, в работах [Тарасов, 1997; Тарасов, Тарасова, 1999] было высказано предположение, что важную роль в реализации механизма инициирования сейсмичности электромагнитными импульсами играют флюиды, наличие которых в горных породах порождает сейсмоэлектрический и электросейсмический эффекты.

Реальные геологические образования обладают способностью накапливать в себе упругую энергию, что позволяет рассматривать их как энергонасыщенные среды. По своему строению они представляют собой открытую систему, организованную по иерархическому принципу, когда множество дискретных структур “вложены” одна в другую и подчиняются закону повторяемости. Каждая отдельность обладает своим критическим уровнем плотности накопленной упругой энергии – “энергетической прочностью”. При достижении этого уровня система неоднородностей становится неустойчивой, а накопленная в земной коре упругая энергия трансформируется в другие виды – сейсмическую, тепловую, электромагнитную и т.п. [Садовский, Писаренко, Родионов, 1983].

Относительно слабое внешнее воздействие, распространяясь во всем доступном объеме среды, способно вывести из состояния неустойчивого равновесия лишь те отдельности, в которых энергонасыщенность достигла критического уровня, при котором небольшая “добавка” позволяет инициировать выделение упругой энергии.

Реакция среды на электромагнитные воздействия также избирательна – наиболее рельефно она проявляется в неоднородных флюидосодержащих областях (энергоактивные зоны электрокинетической природы) и определяется электромеханическими явлениями на границах раздела твердой и жидкой фаз, в пределах связанных с ними двойных электрических слоев. Это превращает область двойных слоев при воздействии на нее сторонних сил в термодинамически неустойчивую [Авагимов и др., 1988].

При распространении электромагнитного возмущения электрическое поле будет взаимодействовать с объемными избыточными зарядами в области двойных слоев, порождая градиенты давления в жидкости и тем самым макроскопические механические возмущения. Возникающий градиент давления может нарушать равновесие системы и породить перестройку структурных напряжений в среде, что в свою очередь может приводить к перераспределению и последующему выделению упругой энергии на отдельностях с “критическим” уровнем энергонасыщенности.

Факт запаздывания максимума активизации сейсмичности относительно моментов пусков МГД-генератора на несколько суток, отмеченный как в Гармском районе, так и на Северном Тянь-Шане, по-видимому, можно объяснить инерционностью процессов перехода системы к равновесному состоянию при появлении в ней дополнительного источника возмущения. Это также согласуется с известными особенностями развития естественного сейсмического процесса и наведенной сейсмичности (в том числе и от ядерных взрывов). Вместе с тем нельзя не отметить, что для уверенных выводов о механизме возбуждения сейсмичности ЗИ требуются дальнейшие исследования.

Физическое моделирование воздействия электромагнитных импульсов на сейсмичность

Для подтверждения полученных результатов статистического анализа воздействия мощных электромагнитных импульсов на сейсмический режим и определения основных закономерностей такого воздействия был выполнен цикл экспериментальных исследований по лабораторному моделированию указанного эффекта [Sobolev, et. al., 2000].

Эксперименты были проведены при двусонном сжатии на модельных образцах, состоящих из кварцевого песка и цемента. Основная масса песка (85 %) имела размеры частиц от 0,25 до 1,0 мм. На рисунке III.7.19а схематически показан модельный образец для испытаний. Образец состоял из трех продольных слоев, причем прочность двух крайних больше, чем центрального. Размеры об-

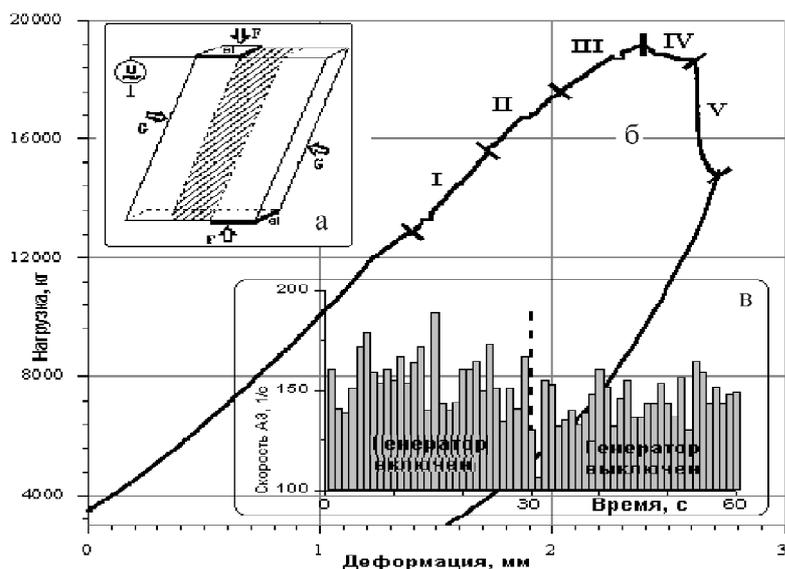


Рис. III.7.19. Типичная схема эксперимента

а – модель с датчиком АЭ, генератор прямоугольных импульсов (U) и электроды (e1); б – график “напряжение-деформация”; в – акустическая эмиссия во время фазы инициации (генератор включен) и нормальной фазы (генератор выключен)

образца 250(ось нагружения)w180w83 мм. Угол контакта составлял в среднем 25° к вертикальной оси. Продольная сжимающая нагрузка G составляла 4 т. Аксиальная нагрузка F постепенно увеличивалась до верхнего значения и затем уменьшалась в стадии разгрузки, так что выполнялось условие постоянной скорости деформации $\dot{\epsilon} = 0,16^{-10}$.

Выбранная конструкция образца и тип нагружения приводили к тому, что растрескивание образца начиналось и развивалось в центральном слое наименьшей жесткости. В результате разрывов сдвигового типа происходило макроразрушение, порождающее в системе лавинообразные разрушения вдоль центрального слоя. Акустические сигналы, возникающие в процессе деформации, улавливались пьезокерамическими датчиками и регистрировались персональным компьютером. Сигналы записывались на трех каналах с различными коэффициентами усиления, отношение которых составляло 1:3. Регистратор накапливал сигналы за период 1 или 0,1 с.

Всего было исследовано 11 образцов. Серии измерений акустической эмиссии проводились на разных стадиях нагружения; каждая серия состояла из наложения на образец повторяющихся электрических импульсов. В основном использовались две схемы. В первой (рис. III.7.20а) в течение первой половины цикла к образцу прикладывали электрические импульсы прямоугольной формы длительностью 200 мкс или 0,5 мкс или в виде синусоидальной волны (рис. III.7.20б); далее следовала пауза той же длительности. Амплитуда импульсов от пика до пика составляла 20 В. В другой схеме (рис. III.7.20с) к образцу через регулярные интервалы прикладывали однократные разряды от искрового разрядника напряжением порядка 3 кВ. Для подачи напряжения использовались свинцовые электроды, изолированные от пресса, они прикладывались к верхней и нижней поверхностям образца. Высоковольтные сигналы имели сложную форму, точно воспроизводимую от импульса к импульсу; их длительность составляла 200 мкс.

На рисунке III.7.19 показаны кривые нагружения и акустической эмиссии в течение одного цикла воздействия в типичном эксперименте. Единица измерения АЭ – количество акустических сигналов N_i , зарегистрированных наиболее чувствительным каналом в i -ю секунду. Значения N_i (порядка сотни событий в секунду) несколько различаются на различных стадиях нагружения, но в целом соответствуют статистике для акустической эмиссии. В данном эксперименте было проведено 5 серий наблюдений на различных стадиях деформирования. Интервалы измерения в этих сериях помечены цифрами I–V. Серии I и II проводились при почти линейном возрастании нагрузки P. Серия III относится к почти предельной нагрузке. Серии IV и V относятся к стадии разгрузки, когда в центральном слое образца сформировались ступенчатые макроразрывы. Каждая серия состояла из циклов длительностью 61 с, в первой половине которых к образцу прикладывалась последовательность разнополярных электрических импульсов от генератора длительностью 0,5 мкс (фаза возбуждения). Во второй фазе цикла возбуждение не производилось, и эту фазу мы называем фазой естественной активности.

Обработка заключалась в суммировании АЭ по всем циклам серии. Значение через 1 с после начала соответствующего цикла принималось за 0. Далее измерялась ΔN_i – разность значений между последующими 60 отсчетами N_i и данным нулевым (таким способом исключалось влияние тренда акустической эмиссии за счет увеличения нагрузки); эта разность нормировалась на N_i . Результа-

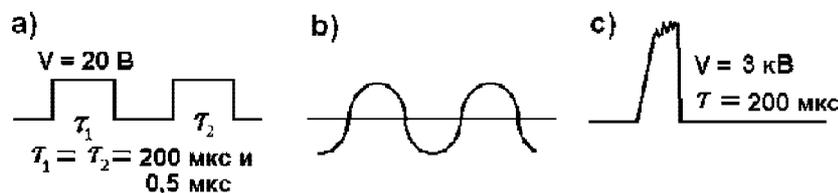


Рис. III.7.20. Формы электрического импульса, прикладываемого к модельному образцу

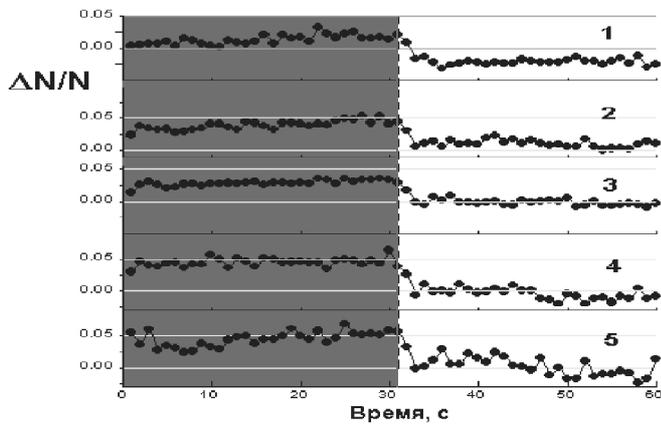


Рис. III.7.21. Относительные изменения акустической эмиссии во время стадий деформации I-V (см. рис. III.7.19)
Серое – фаза электрического воздействия

ты измерений во всех циклах суммировались, и определялось среднее значение $\Delta N_i/N_i$ для всех серий. На рисунке III.7.21 кривые 1–5 соответствуют изменениям $\Delta N_i/N_i$ на стадиях деформации I–V.

Из него следует, что на всех стадиях деформирования значения $\Delta N_i/N_i$ в первой половине цикла (фазе возбуждения) на 2–5% больше, чем в фазе естественной активности. С учетом нерегулярности уровня акустической активности во времени среднеквадратичное отклонение для отдельного измерения сопоставимо с этой величиной, поэтому можно говорить лишь чисто качественно о наличии эффекта возбуждения.

На рисунке III.7.22 представлены типичные результаты возбуждения акустической эмиссии однократными высоковольтными электрическими разрядами (моменты разряда показаны стрелками). Кривая 1 соответствует интервалу между импульсами 10 с. Суммирование произведено по 99 циклам; длительность каждого цикла составляет 19 секунд, и в каждом цикле имели место два импульса (показаны стрелками). Кривая 2 соответствует интервалу между импульсами 4 с, суммирование произведено по 177 циклам длительностью 8 с каждый.

Здесь следует отметить две характерные особенности. Во-первых, подача импульсов приводит к кратковременному увеличению $\Delta N_i/N_i$ на 10–15% по сравнению с уровнем естественной активности. Во-вторых, через 2–3 с после импульса имеет место резкий спад активности. Эксперименты с интервалом между импульсами длительностью 20 с дают те же результаты, что и с интервалом 10 с. В экспериментах с периодом повторения 1 с эффект возбуждения пропадает. По-видимому, в этом случае последующий импульс попадает в интервал последействия предыдущего.

Выявленный эффект возбуждения связан с преобразованием электрической энергии в механическую. Можно оценить гипотетическую потенциальную энергию E_n образца, накопленную в процессе нагружения до максимальной нагрузки, при условии линейности зависимости упругой де-

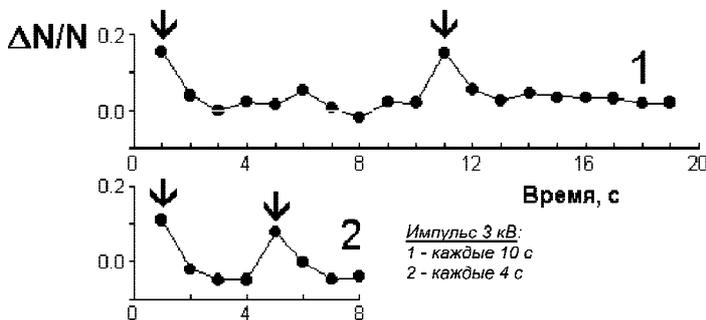


Рис. III.7.22. Инициация акустической эмиссии одиночными электрическими импульсами

формации от нагрузки. Можно теперь сопоставить эту величину с реальной энергией E_p , определив реальную силу по графику деформации. Разность $\Delta E = (E_h - E_p)$ описывает величину энергии, затраченную на образование разрывов, пластическую деформацию, упругое разрушение, нагрев, акустическую эмиссию и т.д. Эту величину можно грубо оценить по рисунку III.7.19: $\Delta E = 10$ Дж. В предположении, что на акустическую эмиссию затрачен 1% этой энергии, получим $E_{ae} = 0,1$ Дж. Энергия, сообщаемая образцу при возбуждении волновым пакетом прямоугольной формы амплитудой 20 В длительностью 30 с составляет, по оценкам, $2,4 \cdot 10^{-3}$ Дж. Полная электрическая энергия E_{el} на стадиях I–III за 392 цикла составила $E_{el} = 0,9$ Дж. Однократный высоковольтный импульс амплитудой 3 кВ длительностью около 200 мкс сообщает образцу энергию $0,6 \cdot 10^{-1}$ Дж. Полную электрическую энергию на стадиях I–III длительностью 24–10 с можно оценить как $E_{el} = 144$ Дж (1 импульс за 10 с), т.е. $E_{el} = (10^1 - 10^4) E_{ae}$. Известные коэффициенты преобразования электрической энергии в механическую, обусловленные пьезоэлектрическими или сейсмoeлектрическими свойствами породы, составляют $10^{-5} - 10^{-6}$ [Соболев, Демин, 1980]. Отметим, что при возбуждении синусоидальной волной вместо прямоугольной эффект возбуждения не возникает. Можно полагать, что значение здесь имеет крутизна волнового фронта.

Таким образом, в результате триггерного эффекта, обусловленного электрическими импульсами, экспериментально обнаружено увеличение акустической эмиссии, что подтверждает результаты, полученные в природных условиях.

Аналогичные результаты получены при нагружении образцов горных пород на пружинном реологическом прессе [Богомолов и др., 2002]. Дополнительные модельные энерговоздействия (ЭВ) осуществлялись в ходе испытаний на ползучесть при одноосном сжатии образцов горных пород и искусственных гетерогенных материалов. При анализе результатов основное внимание уделялось измерениям акустической эмиссии (АЭ), которая может служить индикатором неупругих процессов и структурных изменений в материале испытываемого образца.

В проведенной серии экспериментов показано, что в зависимости от уровня нагрузки, определяющего главное сжимающее напряжение и материала образца формы отклика АЭ на энерговоздействие могут несколько различаться. Общей чертой реакции АЭ исследованных геоматериалов на действие физических полей является возрастание активности акустической эмиссии, происходящее с определенной задержкой во времени после начала ЭВ. На рисунке III.7.23 показаны временные зависимости активности АЭ образцов галита и бетона при нагрузках порядка 85–90% от максимальной (разрушающей). В обоих случаях отклик АЭ на дополнительное воздействие происходит с небольшой задержкой во времени (около 100 с).

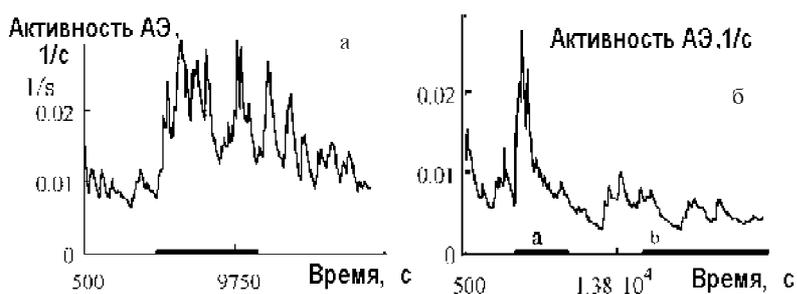


Рис. III.7.23. Временная зависимость активности АЭ образцов галита (а) и бетона (б)

Для (а) электровоздействия проводились в период времени 4800–10800 с; характеристики периодических импульсов генератора Г5-54: частота – 2 кГц, длительность – 5 мкс, амплитуда – 60 В. Для (б) электровоздействия периодическими импульсами производились в следующие временные интервалы: а – 4800–9600 с, б – 15000–27000 с; характеристики импульсов генератора прямоугольных волн Г5-54 соответственно: 2 кГц, 5 мкс, 60В; и 1 кГц, 10 мкс, 60В

Полученные результаты показывают, что воздействие мощных электромагнитных импульсов МГД-генератора вызывает значительные изменения сейсмического режима сейсмогенных зон, ускоряя высвобождение энергии, накопленной в коре в ходе естественных тектонических процессов, в виде потока относительно слабых сейсмических событий. Исходя из соображений о сохранении энергетического баланса в коре можно предположить, что искусственное увеличение доли сейсмической энергии, излучаемой в виде относительно слабых землетрясений, приводит к дополнительной разрядке тектонических напряжений и, тем самым, уменьшает вероятность возникновения катастрофических событий (или, во всяком случае, ведет к снижению их энергии).

Таким образом, можно предположить, что обнаруженный эффект можно использовать для разработки методов предотвращения сильных землетрясений. Относительная простота и компактность МГД-установок может сделать такую технологию весьма эффективной.

Управляемая разрядка тектонической энергии и снижение сейсмической опасности

Сейсмическая опасность каждой территории определена ее сейсмическим потенциалом, возможным сильнейшим землетрясением. Никакие воздействия на очаговую область не могут изъять из нее заряд тектонической энергии и “отменить” землетрясение. Тем не менее, можно вмешаться в природный сценарий и изменить его: например, активизировать постепенную разрядку энергии увеличением числа умеренных землетрясений в районе подготавливающегося сильного землетрясения, вызвать форшоковую активность и, таким образом, снизить энергию (магнитуду) основного толчка, “разменять” землетрясение большой магнитуды на землетрясение меньшей магнитуды и ряд умеренных землетрясений.

Исследование наведенной сейсмичности показывает, что такой обмен постоянно происходит: его осуществляют естественные процессы, которые оказывают общее иницирующее воздействие на сейсмичность, сокращают период подготовки сильных землетрясений, изменяют энергетическое соотношение: умеренные/сильные землетрясения в пользу умеренных. Таким образом, естественные воздействия являются экологически чистыми, они происходят в гармонии с природой, постоянно стимулируя естественную разрядку тектонической энергии, “подталкивают” сильные землетрясения произойти раньше с уменьшенной магнитудой.

Из всех искусственных воздействий в гармонии с природой действуют только сейсмические и электрические. Они также стимулируют активизацию слабой и умеренной сейсмичности, способствуя разрядке энергии землетрясениями, которые произошли бы и без этого вмешательства, но несколько позже и имели бы большую магнитуду. Таким образом, воздействия на земную кору сейсмическим, электрическим, возможно, электромагнитным и магнитным полем являются и экологически чистыми и полезными. Другие искусственные воздействия – создание водохранилищ, закачка жидкости в пласты, добыча нефти, газа, твердых ископаемых – происходят не в союзе с природными процессами, а вопреки им, ведут к повышению сейсмического риска, возбуждению землетрясений, которые при других обстоятельствах не произошли бы совсем, или произошли бы много позже.

Таким образом, управление процессом разрядки тектонических напряжений, искусственное иницирование роста слабой и умеренной сейсмичности, ускорение процесса подготовки сильного землетрясения и, как следствие этого, уменьшение его магнитуды следует считать возможным: если уже сейчас техногенные воздействия оказывают существенный, в основном негативный, эффект на разрядку тектонических напряжений, то применением специальных, разумным образом организованных воздействий можно снизить этот негативный эффект – осуществить управляемую разрядку тектонической энергии и уменьшить сейсмическую опасность.

III.8. МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ЭНЕРГОНАСЫЩЕННЫХ ОБЪЕМОВ

Данная глава посвящена приложению имеющихся материалов к построению региональной геодинамической модели геологической среды, чтобы выявить энергетически насыщенные и геодинамически неустойчивые объемы, на которых целесообразна постановка специальных наблюдений и мониторинга отдельных процессов и физических полей для организации превентивных мероприятий для снижения возможного ущерба от сейсмических процессов. Работа выполнена на примере Бишкекского тестового участка Северного Тянь-Шаня. В основу разработки положено районирование территории по признаку вариаций поля естественной энергонасыщенности геологической среды (“поля потенциальной функции”).

Распознавание энергетически насыщенных объемов геологической среды, близких к потере устойчивости, имеет принципиальное значение для решения самых различных прикладных задач. Тем не менее, в рамках традиционных геологических и геофизических методов выявление таких объемов среды представляет собой не только нерешенную проблему, но и проблему, которая обычно даже не формулируется. Поэтому фактору естественной энергонасыщенности геологической среды было уделено основное внимание. Непосредственной частной и вместе с тем наиболее принципиальной задачей районирования на заключительном этапе работы является идентификация объемов (“точек”, “рабочих площадок”), в которых геологическая среда отличается особенно высокой энергонасыщенностью. Предполагается, что отклик среды на техногенные воздействия, осуществляемые в пределах таких площадок, должен быть наиболее эффективным.

Физические основания для такого предположения сводятся к следующему. Анализ сейсмических процессов, вызванных техногенными воздействиями на геологическую среду, показывает, что суммарная энергия, высвобождаемая в наведенном сейсмическом процессе, намного превышает энергию, сообщенную воздействием. Из этого с очевидностью следует, что процесс развивается главным образом за счет энергии, запасенной средой до начала воздействия. Среда уже до начала воздействия находится в состоянии, близком к потере устойчивости, и воздействие играет лишь роль “пускового механизма”, провоцирующего процесс энергетической разгрузки некоторого объема среды. Представляется столь же очевидным, что эффективность воздействия должна быть тем выше, чем выше энергонасыщенность объема, подвергнутого воздействию.

Исходные базовые материалы, необходимые для разработки метода, могут быть разделены на три группы. Одни из них уже содержатся в работах многочисленных исследователей. Они требуют лишь системной организации в свете развиваемой здесь энергетической концепции, а также некоторых других допущений, учитывающих конструктивные особенности геологической среды. Другие требуют постановки детальных наблюдений с применением уже апробированных методик для получения дополнительной информации. Третьи нуждаются в постановке оригинальных исследований.

К первой группе, например, следует отнести данные о геологическом строении рассматриваемых территорий, а также комплексы различных геофизических данных (трехмерная картина вариаций плотности среды, данные гравиметрических измерений, данные о вариациях теплового потока, данные о вещественном составе и физико-механических свойствах среды, каталоги землетрясений и т.д.), на основании которых можно судить о способности среды или отдельных ее объемов запасать упругую энергию.

Ко второй группе можно отнести развертывание сети детальных сейсмологических наблюдений в избранном районе с целью локации очагов слабых землетрясений.

К третьей группе можно отнести исследования, оценивающие вклад различного ранга геодинамических систем в энергетику геологической среды рассматриваемых районов. Хотя, например, и из эксперимента, и из натуральных наблюдений хорошо известно, что перестройка структуры вещества вследствие перехода из одного термодинамического состояния в другое повышает его энерге-

тический потенциал, систематические исследования подобного рода применительно к конкретным геологическим условиям и доведенные до количественных оценок, почти не проводились. Исключением в этом отношении являются работы И. Л. Гуфельда и его соавторов [1996].

Выбор полигона. В качестве полигона для построения принципиальной структурно-геодинамической модели геологической среды (в дальнейшем – “полигон”) рассмотрена часть территории Северного Тянь-Шаня между 74–76° в.д. и 42–44° с.ш., в географическом центре которой расположен г. Бишкек.

Выбор полигона обусловлен рядом факторов, в том числе весьма детальными геологическими, структурно-тектоническими, неотектоническими, сеймотектоническими, сейсмологическими, геодезическими и многосторонними геофизическими исследованиями, проведенными здесь в прошлом и продолжающимися до наших дней, а также нахождением здесь ныне работающего Международного научно-исследовательского центра – геодинамического полигона, который может рассматриваться в качестве наиболее подготовленного для развертывания работ по искусственным воздействиям на геологическую среду с целью уменьшения сейсмической опасности.

Тектоническая обстановка. Кратко охарактеризуем общие черты тектонической обстановки Центрального Тянь-Шаня.

Как отмечалось в части I, в верхней части земной коры здесь выделяют следующие структурно-формационные этажи: дорифейский кристаллический фундамент, байкальско-каледонские и герцинские покровно-складчатые комплексы и мезозой-кайнозойский осадочный чехол. Последний делится на два яруса – платформенный (мезозой-раннекайнозойский) и орогенический (позднекайнозойский). Каждый этаж или ярус сложен парагенетически ассоциированными комплексами пород, близкими по возрасту, характеру и продолжительности тектонических деформаций. Обнажаясь на поверхности, породы различных структурных этажей образуют четкую субширотную тектоническую зональность. Она выражается в последовательной смене омолаживающихся с севера на юг палеозойских покровно-складчатых деформаций (докембрийские комплексы и каледониды Северного Тянь-Шаня, каледониды и герциниды Среднего Тянь-Шаня, герциниды Южного Тянь-Шаня). К югу от гор. Бишкек выделяется система неотектонических дислокаций Предкиргизского разлома – субширотной ветви так называемого Северо-Тяньшанского глубинного разлома, разделяющего Урало-Сибирскую эпигерцинскую платформу и Тянь-Шанский эпиплатформенный ороген (см. рис. I.1.1, I.1.2., I.2.3., III.2.2).

Город Бишкек расположен в непосредственной близости от северных предгорий Киргизского хребта. К северу от них, до границы выбранного полигона, простирается Чуйская предгорная впадина, в различных частях которой древний складчатый фундамент (или подошва комплекса новейших отложений) опущен до 3–4 км ниже уровня моря. На гребне сопряженного поднятия Киргизского хребта этот же фундамент находится на высоте 3–4 км. С южной стороны это поднятие сопряжено с цепью межгорных впадин, из которых наиболее обширными являются Сусамырская и Кочкорская. В их пределах фундамент опущен до значительно меньших глубин по сравнению с Чуйской впадиной (до -0,5 – -1,0 км). Таким образом, мы имеем дело с резко асимметричной северо-вергентной орогенической структурой. Территорию рассматриваемого полигона пересекает ряд менее крупных разрывных нарушений, которые разграничивают новейшие тектонические формы (складки основания и чехла, ступени) подчиненных порядков. Разломы простираются как согласно, так и косо относительно региональной субширотной ориентировки основных элементов орогенной структуры.

Необходимо отметить также, что земная кора рассматриваемой территории, как и всего остального Тянь-Шаня, характеризуется хорошо проявленной вещественно-структурной и реологической расслоенностью, которая в значительной мере порождает также ее геодинамическую и тектоническую расслоенность. Последнее предполагает наличие на разных уровнях земной коры субгоризонтальных тектонических срывов (разломов), слоев и линз тектонического дробления, дезинтеграции, повышенной проницаемости и флюидонасыщенности геологической среды, ее разупрочнения и понижения плотности. Целый ряд геолого-геофизических и особенно сейсмических

фактов хорошо подтверждает это [Макаров и др., 1982; Юдахин, 1983; Литосфера Тянь-Шаня, 1986; Тектоническая расслоенность..., 1990; Проявление..., 1993].

В целом, земная кора Тянь-Шанского орогена находится в состоянии мощного субмеридионального неравномерного сжатия.

Сейсмичность. Эта характеристика непосредственно указывает на то, что маркируемые ею объемы среды находятся в энергонасыщенном состоянии. Поэтому изучение тонкой структуры полей сейсмичности использовалось нами как основной метод выявления объемов геологической среды, энергонасыщенность которых достигает предельно высоких значений. Что касается других геофизических полей, то они использовались в качестве характеристик, несущих дополнительную информацию.

Рассмотрим важные критерии и особенности сейсмичности Тянь-Шаня.

1. Критерий асейсмичности межгорных впадин. Тянь-Шань представляет собой регион, которому свойственна высокая интенсивность и контрастность новейших орогенических движений. В первом приближении она выражается в пространственном чередовании сопряженных цепей поднятий и межгорных впадин. Обращает на себя внимание то, что зарегистрированные сейсмические события в своем большинстве сосредоточены в приподнятых блоках и на их границах, тогда как впадины практически асейсмичны или, по крайней мере, их сейсмическая активность существенно ниже.

Отмеченная особенность пространственного распределения очагов континентальных землетрясений, по всей видимости, универсальна. Здесь она хорошо проявлена в отношении больших тектонических впадин – таких, как, например, Ферганская, Чуйская, Иссык-Кульская. Заметим, что резко пониженная сейсмичность относительно небольших впадин вуалируется разбросом эпицентров землетрясений, ошибками в определении их координат. Там, где сети сейсмических станций позволяют определять координаты эпицентров землетрясений с достаточно высокой точностью, отмеченная особенность пространственного распределения эпицентров проявляется с большей определенностью. Так, например, детальные исследования структуры полей сейсмичности на Гармском прогностическом полигоне, где точность определения координат достигала 1–2 км, показали, что эрозионно-тектонические долины наиболее значительных рек района – Сурхоб, Обихингоу, Сорбог, Обикабуд и Комароу – практически асейсмичны. Землетрясения в своем подавляющем большинстве возникали в горном обрамлении этих долин.

К объяснению причин этого явления могут быть привлечены следующие физические соображения. Блоки горных пород в процессе вздымания подвергаются денудации, причем объемы денудированных пород обычно измеряются многими километрами. Вследствие денудационной разгрузки равновесное состояние подстилающих пород, сформировавшихся в условиях высокого литостатического давления, нарушается. Избыток энергии, запасенной на атомно-молекулярном уровне, переходит в энергию структурных связей породообразующих минералов и их породных агрегатов, а также связей надпородного масштабного уровня. Тем самым разгружаемая среда переходит в энергонасыщенное состояние уже на уровне этих связей. По достижении энергетической прочности связей среда становится тензочувствительной: для того, чтобы спровоцировать ее разрушение, достаточно незначительных внешних воздействий. Среда становится способной к сейсмической реакции на относительно слабые “управляющие” воздействия самой разной природы, как природные, так и техногенные. Процесс релаксации избыточной энергии, сопровождающийся деструкцией среды, и, соответственно, в зависимости от уровня разрушаемых связей, различными динамическими явлениями, в принципе может начаться и самопроизвольно, без сколь-нибудь заметных внешних воздействий.

В тектонических впадинах наблюдается обратная картина. Здесь накапливаются значительные толщи осадков, и переход к новому равновесию подстилающих пород происходит уже не с высвобождением, а с накоплением упругой энергии, – ее переходом на связи атомно-молекулярного уровня, что и находит свое выражение в их асейсмичности. В интегральном структурном выражении процессы высвобождения энергии и ее поглощения коррелируют, соответственно, с разуп-

лотнением и с уплотнением вещества, что и выражается в особенностях строения земной коры, обнаруживаемых геофизическими средствами.

Подобная двойственность свойств среды, помимо ее различного поведения в условиях денудационной разгрузки и в случае ее пригрузки за счет накопления осадков, может иметь и другие причины. Например, среда будет вести себя столь же различно в зависимости от того, подвергается она растяжению и сжатию. При этом необходимо предполагать возможность различных проявлений растяжения и сжатия на разных уровнях земной коры. Примером сейсмичности, возбуждаемой в условиях относительного тектонического растяжения, может служить повышенная сейсмическая активность Байкальской рифтовой зоны. Мыслимы и более сложные случаи, сочетающие в себе различные комплексы внешних условий.

Заметим: мы рассматриваем разуплотнение и консолидацию среды как механические по своей физической сути процессы. Однако, в геологической природе сосуществуют связанные с ними и с их общей причиной геохимические и различные физические процессы, направленные на структурную трансформацию вещества, выражающуюся в создании структурных модификаций различной плотности и вязкости (текучести). Направленность этих процессов в целом, за исключением некоторых малосущественных частных случаев, та же: создание менее плотных модификаций (разуплотнения) при уменьшении литостатического давления и более плотных – при его возрастании.

Разумеется, другими исследователями могут быть предложены концептуально иные интерпретации причин асейсмичности впадин и повышенной сейсмической активности их горного обрамления. Однако в рамках настоящей задачи существенно не объяснение, а реальное существование этой эмпирической закономерности, а также то, что в отношении структур Тянь-Шаня и всей Центральной Азии именно она является определяющей. Существование этой закономерности установлено независимо от каких-либо концептуальных установок, в том числе и от той, какую мы привели выше. Из существования упомянутой закономерности следует, что с точки зрения эффективности искусственных воздействий тектонические впадины неперспективны. Кроме того, мощный чехол относительно рыхлых новейших накоплений в этих впадинах может ослабить интенсивность искусственного воздействия, как бы экранируя консолидированные породы более глубоких этажей. Исключение же тектонических впадин из рассмотрения резко сужает область поиска локализации частных максимумов поля потенциальной функции.

Завершим обсуждение темы еще одним замечанием.

Как соотносится предложенная нами интерпретация с широко распространенным и сейчас доминирующим представлением о том, что генеральный план сейсмичности региона предопределяется его геодинамикой, движением литосферных плит (в данном случае коллизионной геодинамикой)?

Мы допускаем, что современное латеральное сокращение земной коры, вызываемое коллизией Индийской и Евразийской литосферных плит, может оказывать управляющее воздействие на вариации сейсмичности в пространстве и времени. Однако эти воздействия нами рассматриваются именно как управляющие. Основной, “базовый” энергетический потенциал геологической среды обеспечивается, на наш взгляд, многосторонними термодинамическими преобразованиями, длительно протекающими на уровне разномасштабных тектодинамических систем, как региональных, так и локальных. В частности, не исключено, что контрастность вертикальных движений на локальном уровне, конечным следствием чего является асейсмичность межгорных впадин и высокая сейсмическая активность их горного обрамления, - в существенной мере обеспечивает механизм изостазии.

2. Критерий “сейсмических пробелов”. Ныне установлено, что большие землетрясения, возникающая вдоль одной и той же тектонической линии, со временем стремятся заполнить пространство этой линии очагами землетрясений. Обычно области очагов землетрясений между собой не перекрываются, и очаги последующих землетрясений возникают в “пробелах” между областями очагов землетрясений, уже произошедших. После возникновения больших землетрясений, по прошествии периода интенсивной афтершоковой деятельности, в их очагах, маркируемых на земной поверхности плейстосейстовыми областями, активность слабых землетрясений на длительный период

времени (для Тянь-Шаня – тысячи, десятки тысяч лет) замирает, убывая почти до нуля и тем образуя локальные минимумы – “сейсмические бреши” – вдоль тектонической линии.

Землетрясения с $M=5$ и выше, возникавшие на площади выделенного полигона, немногочисленны. Начиная с землетрясения с $M=6,4$ в 1475 г. и до настоящего времени здесь возникло 11 таких землетрясений. Восемь из них, наиболее значительных, возникли в узкой субширотной зоне, пересекающей полигон между 42,6 и 42,8 градусов с.ш. Территориально эта зона совпадает с простиранием структур Киргизского хребта, главным образом с его предгорьями. Последнее по времени из землетрясений такой величины – Кемино-Чуйское землетрясение с $M=6,9$ – произошло 20 июня 1938 г. С тех пор землетрясения с $M=5$ и более здесь не возникали.

Обратим внимание на следующее обстоятельство. Два самых значительных сейсмических события, произошедшие на площади интересующего нас района, – оба с $M=6,9$ – возникли на его периферии: Кемино-Чуйское землетрясение 1938 года у его восточной и Беловодское землетрясение 1885 года – у его западной границы. Оба возникли в одной и той же геологической структуре, в пределах которой расположен и полигон у г. Бишкек.

Это, во-первых, дает основание полагать, что сейсмическое событие примерно той же величины возможно и вблизи г. Бишкек. Во-вторых, “незаполненный” промежуток между очаговыми зонами этих землетрясений допускает появление здесь большого землетрясения (возможно, несколько меньшей магнитуды, – порядка $M=6$). В-третьих, поскольку энергетический ресурс в очаговых зонах уже произошедших больших землетрясений ими на длительное время исчерпан, промежуток между границами очаговых зон в настоящее время отличается самым значительным энергетическим потенциалом. Свидетельства его повышенных значений будут приведены ниже.

Таким образом, район г. Бишкек находится ныне в опасной близости к зоне “сейсмического пробела” между очагами сильнейших землетрясений прошлого, то есть вероятность появления очага следующего катастрофического сейсмического события здесь высока. Это означает и то, что именно здесь расположен максимум поля потенциальной функции, указывающий на повышенную энергонасыщенность геологической среды.

Приведенные данные, вместе с исключением из рассмотрения площадей, занятых тектоническими впадинами, резко сужают пространственную область для выбора пунктов искусственных воздействий, сводя ее до 5% от общей площади. Это – центр района, область предгорий Киргизского хребта к югу от г. Бишкек. Примерные координаты предполагаемого максимума поля потенциальной функции в этой части региона – между 42,6–42,8° с.ш. и 74,5–75,1° в.д. Актуальность выбора этого района еще и в возможном предупреждении - или, по меньшей мере, в мониторинге, – серьезной сейсмической угрозы столице Киргизии.

3. Критерий глубины залегания активного слоя. Землетрясения Северного Тянь-Шаня располагаются в верхней части земной коры, в ее домезозойском основании, т.е. они являются “коровыми”. Анализ данных о распределении глубин очагов землетрясений показывает, что при выборе интервала суммирования данных, равного 5 км, подавляющее большинство очагов возникает в интервале глубин 5–15 км. Таким образом, в верхней части земной коры отмечается существование горизонта с особенно высокой сейсмической активностью. По направлению к дневной поверхности и в глубину от этого горизонта сейсмическая активность быстро убывает. На глубинах свыше тридцати километров и глубже очаги единичны. Такое распределение континентальных коровых землетрясений по глубине свойственно не только сейсмичности Тянь-Шаня. Оно сходно в районах с разным типом тектоники.

Возможная причина указанного явления видится в следующем. Прежде всего: подобная форма распределения очагов сейсмических импульсов присуща шахтной сейсмичности – уже на совершенно ином масштабном уровне. По всей вероятности мы имеем дело с перманентной закономерностью, наблюдаемой в тех случаях, когда некоторый объем геологической среды подвергается разгрузке.

Изучение шахтной сейсмичности, а также морфологии зон разгрузки вблизи земной поверхности показывает, что степень деструкции среды по мере удаления от поверхности разгрузки посте-

ленно убывает, примерно по экспоненте. Видимо, то же явление имеет место и в отношении структуры земной коры: степень ее деструкции по мере удаления от дневной поверхности постепенно убывает. Что касается сейсмичности, то она, судя по совокупности наблюдаемых особенностей, отражает процесс блоковой делимости земной коры. В среднем он начинается на уровне глубин около 15–18 км и выражается появлением здесь относительно большого количества очагов наиболее значительных сейсмических событий. Ближе к поверхности, по мере роста раздробленности среды, т.е. по мере уменьшения размеров фрагментов, в которых возникают очаги землетрясений, начинают преобладать все менее и менее сильные землетрясения. Причина этого очевидна: энергия землетрясения является функцией длины свободного пробега образующейся трещины. Поскольку же длина свободного пробега с уменьшением размеров фрагмента уменьшается, то, соответственно, в среде, подвергшейся более интенсивной деструкции, энергия возникающих сейсмических событий в среднем становится меньше, хотя, поскольку общее число фрагментов возрастает, событий становится больше, т.е. сейсмическая активность возрастает. Особенности структуры полей сейсмичности, которые подчиняются изложенной логике, универсальны.

Деструкция среды, вместе с тем, влечет за собой еще одно следствие: сейсмический процесс, в полном соответствии с закономерностями разрушения релаксирующих систем с собственными источниками энергии, протекает на фоне общей убыли энергии. Другими словами, энергетический потенциал среды постепенно истощается. Среда становится все раздробленней, энергия единичных событий в среднем становится все меньшей. На более поздних стадиях постепенно замирает и сама сейсмичность, даже в ее слабых проявлениях. В лабораторных условиях частота появления упругих импульсов в релаксирующих системах убывала примерно по экспоненте.

Такие соображения открывают возможность для дальнейшей детализации при выборе “точек”, особо чувствительных к искусственным воздействиям. Глубина погружения активного горизонта испытывает по латерали значительные вариации. Где-то этот горизонт подходит к земной поверхности ближе, где-то он залегает глубже. Очевидно, что там, где глубина погружения оказывается наименьшей, объемы энергонасыщенных пород находятся ближе к дневной поверхности, и искусственное воздействие в такого рода “точках” может оказаться наиболее эффективным. Заметим, однако, что точность, с которой могут быть установлены детали тонкой структуры рельефа активного горизонта, зависит от точности используемых банков информации. В данном случае детальность данных зависит от возможностей существующих сетей сейсмических станций. Методика, подтверждающая реальную возможность использования рассматриваемого критерия, в свое время была разработана на материалах прецизионных сейсмологических данных, полученных на Гармском прогностическом полигоне. Однако использование данных, полученных сетью станций в интересующем нас районе, дает лишь грубые, приближенные оценки. Для того, чтобы получить более детальную картину, требуются более детальные данные, которые возможно получить лишь посредством развертывания более плотных сетей сейсмических станций, продолжительность работы которых, вместе с тем, может обеспечить массивы данных, достаточные для статистически представительных оценок. Применение рассматриваемого критерия в данном районе представляется перспективным.

4. Критерий “критической глубины”. При выходе на дневную поверхность породы находятся уже в энергетически истощенном состоянии. Это, в частности, выражается в том известном факте, что очаги землетрясений, то есть излучатели сейсмической энергии, в выходах на дневную поверхность не обнаруживаются. В самых верхах земной коры отсутствуют и различные динамические явления. Они появляются несколько глубже, начиная с некоторой “критической” глубины, различной в разных районах. При проведении горных работ ниже этой глубины интенсивность динамических явлений возрастает [Айтматов и др., 1978]. Выше критической глубины энергетический ресурс пород исчерпан в такой степени, что их “сейсмогенное” разрушение становится более невозможным.

“Критическая глубина” от места к месту варьирует. Выявлено, в частности, что в местах повышенной тектонической активности, то есть в областях более активной тектонической переработ-

ки, она залегает примерно вдвое глубже, чем в областях более спокойных в тектоническом отношении. Очевидно: чем ближе породы, находящиеся в близкритическом состоянии, к дневной поверхности, тем эффективнее должны быть результаты искусственных воздействий. Таким образом, критерий “критической глубины”, как и параметр глубины погружения “сейсмоактивного слоя”, следует отнести к числу критериев, которыми следует руководствоваться при выборе “точек” для искусственных воздействий. Физический смысл обоих критериев идентичен, однако масштабы структурных обстановок, в которых они проявляются, различны. Выявление “критической глубины” требует иных методических подходов, чем определение глубины погружения сейсмоактивного слоя.

Существование критической глубины и закономерностей ее проявления установлено статистической обработкой информации, получаемой постфактум при производстве подземных горных работ. По существу, это верхний горизонт, глубже которого среда обладает энергонасыщенностью, уже достаточной для возникновения динамических явлений. Представляется, что для оценки критической глубины перспективна система регистрации микросейсм, соответствующие методики разработаны исследовательской группой под руководством О.Б. Хаврошкина, а также регистрация акустической шумности пород, разгруженных, например, проходкой буровых скважин или иными воздействиями. В частности, возможно для этой цели использование методов, разработанных в технике для выявления остаточных напряжений, например, с помощью травления кислотой кернов, добытых буровыми скважинами. В целом, разработка таких методов позволила бы определять “точки” для искусственных воздействий с очень большой детальностью, недоступной традиционным сейсмологическим методам.

5. Изменения сейсмичности во времени. В последнее время установлено, что сейсмичность регионов или их крупных частей на достаточно больших отрезках времени (порядка нескольких десятков лет и более), отнюдь не осциллирует около некоторого среднего уровня сейсмической активности случайным образом, а испытывает систематические изменения, в которых фазы сейсмического покоя перемежаются фазами сейсмической активизации (см., например, работы Гамбурцева, [1991], Горькавого и др. [1994], Архиповой [2002, 2004]).

Горно-складчатое сооружение Тянь-Шаня расположено на фронте движущегося к северу Индостанского индентора и является одним из наиболее активных регионов Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. С 1967 года сетью сейсмических станций ведется постоянный мониторинг сейсмической активности литосферы Тянь-Шаня, благодаря которому созданы обширные базы данных по сейсмичности. На их основании стало возможным решение широкого круга задач, связанных с прогнозированием поведения сейсмичности, а также с расшифровкой режима и характера глобальных геотектонических процессов, происходящих на территории рассматриваемого региона и проявляющихся в сейсмичности.

Судя по отсутствию сколь-нибудь значимых сейсмических событий за последние почти 70 лет, до настоящего времени регион, включающий Бишкекский полигон, находился в фазе сейсмического покоя. Однако, как мы покажем далее, в последнее десятилетие в характере сейсмичности региона начали происходить кардинальные изменения. Поведение сейсмичности в разных фазах ее региональной активности еще подлежит изучению. Однако уже сейчас можно отметить, что в тех случаях, когда проводились соответствующие сопоставления, наиболее значительные сейсмические события возникали в фазе повышенной активности.

Существенно то, что значительные сейсмические события не предваряют рост активности, выраженный более слабыми землетрясениями, а возникают на фоне этого роста. Это дает возможность по наблюдениям за временным поведением совокупностей слабых землетрясений предсказывать возможное появление больших землетрясений в регионе с заблаговременностью порядка нескольких лет. Данные о направленности длительных изменений уровня сейсмического фона, таким образом, могут иметь значение в различных практических аспектах, - например, для планирования работы МЧС или для оценки степени риска страховыми компаниями.

Непосредственное отношение к теме имеет то, что в периоды повышенной активности, по всей видимости, повышается и тензочувствительность геологической среды, т.е. повышается ее чувствительность к разного рода внешним воздействиям, как природным, так и техногенным. Из этого следует, что для максимальной эффективности техногенного воздействия требуется выбрать не только место воздействия, рабочую площадку, но и момент времени, когда часть региона, включающая в себя рабочую площадку, будет находиться в фазе сейсмической активизации.

Для изучения изменений сейсмичности во времени применен метод сравнительного анализа временных вариаций сейсмичности, разработанный Е.В. Архиповой [2003, 2004].

Общее представление о пространственном распределении сейсмичности Северного и Центрального Тянь-Шаня дает рисунок III.8.1. Он представляет собой карту плотности эпицентров землетрясений, начиная с 6 энергетического класса, происходивших в период с 1967 по 1994 г.г. Карта построена с суммированием данных по площадкам с размерами 0,5x0,5 град.

В подавляющем большинстве зарегистрированные сейсмические события возникали в пределах Киргизского хребта и его периферии. В общем поле плотности выделяются неоднородности второго порядка. Всего на этом масштабном уровне было выделено 7 локальных скоплений эпицентров. По этому признаку сейсмоактивная территория Тянь-Шаня была разбита на 7 участков – доменов. Координаты доменов приведены в таблице III.8.1.

Для территории в целом и для отдельных доменов строились временные ряды, отражающие изменение числа землетрясений в период с 1967 по 1994 гг. Построение временных рядов проводилось со скользящим осреднением по 10 годам и шагом смещения в один год.

При построении временных рядов для отдельных доменов учитывались события, начиная с девятого класса. Для выявления корреляции временных рядов строились их графики и вычислялись коэффициенты корреляции (Q), представленные в виде корреляционной таблицы III.8.2. На основании данных по корреляции произведено объединение доменов в три зоны, построены и сопоставлены с вычислением коэффициентов корреляции временные ряды этих зон.

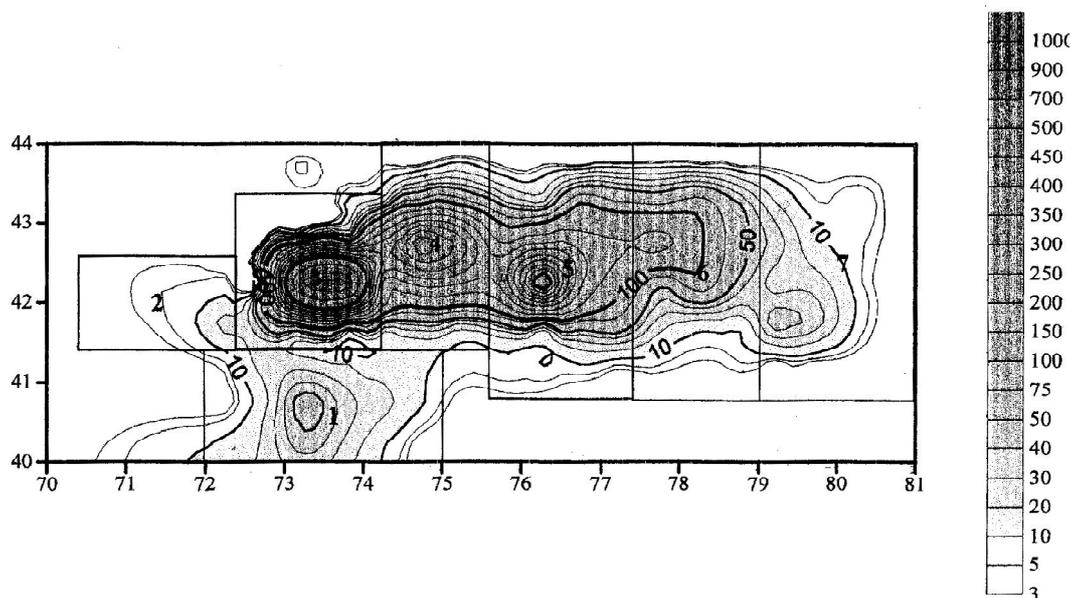


Рис. III.8.1. Карта плотности эпицентров землетрясений Северного и Центрального Тянь-Шаня с КД6, зарегистрированных с 1967 по 1994 гг.

Шаг суммирования 0,5 градуса. Пронумерованными прямоугольниками оконтурены домены, обсуждаемые в тексте и характеризующиеся на рис. III.8.3–III.8.6

Таблица III.8.1

Координаты доменов на рисунке III.8.1

№ домена	X ₁	Y ₁	X ₂	Y ₂
1	72,0	40,0	75,0	41,4
2	70,4	41,4	72,4	42,6
3	72,4	41,4	74,2	43,4
4	74,2	41,4	75,6	44,0
5	75,6	40,8	77,4	44,0
6	77,4	40,8	79,0	44,0
7	79,0	40,8	81,0	44,0

Таблица III.8.2

Корреляция временных рядов доменов 3, 4, 5, 6, 7

	3	4	5	6	7
3		-0,22	0,58	0,85	0,88
4	-0,22		0,58	-0,41	-0,39
5	0,58	0,58		0,45	0,48
6	0,85	-0,41	0,45		0,99
7	0,88	-0,39	0,48	0,99	

Сравнительный анализ временных рядов, построенных для всей территории по сейсмическим событиям, начиная с 6, 9 и 10 энергетических классов, показал резкий рост сейсмичности к концу века (рис. III.8.2). На карте плотности эпицентров землетрясений выделено 7 доменов. Однако временные ряды строились только для доменов 3–7, поскольку в доменах 1 и 2 наличие сейсмических проявлений отмечалось лишь в 1993 и 1994 гг. (рис. III.8.3). Сопоставление временных рядов, построенных для доменов 3–7, показало, что на территории Тянь-Шаня существуют 2 вида тенденций в поведении сейсмичности (рис. III.8.4, III.8.5, см. табл. III.8.2). Первая характерна для доменов 3, 6, 7. Она совпадает с тенденцией для региона в целом и заключается в резком росте активности к концу века. Коэффициенты корреляции временных рядов доменов очень высоки: для доменов 3 и 6 коэффициент корреляции равен 0,85, для доменов 3 и 7 составляет 0,88, для доменов 6 и 7 достигает 0,99. Тенденция другого вида характерна для доменов 4 и 5 и выражена в некото-

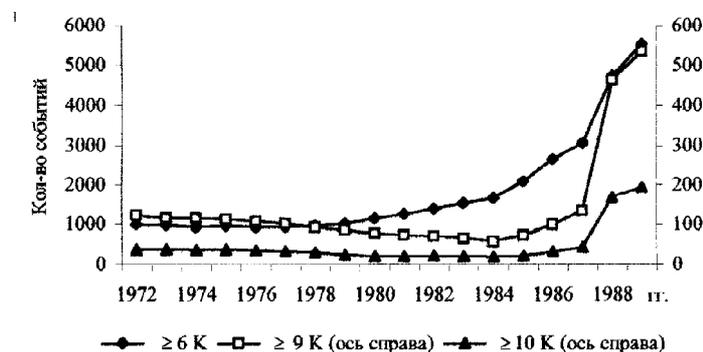


Рис. III.8.2. Временные ряды числа землетрясений Северного и Центрального Тянь-Шаня со скользящим осреднением по 10 годам

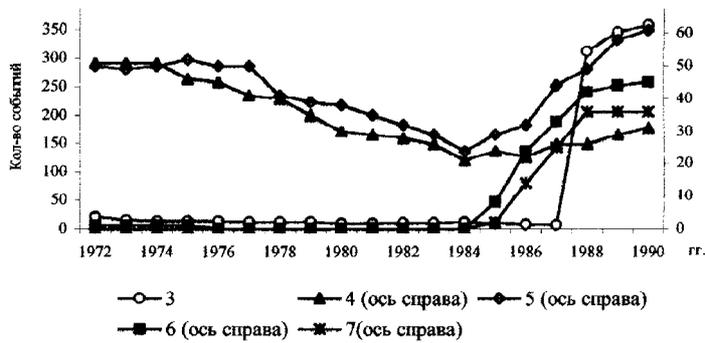


Рис. III.8.3. Временные ряды числа землетрясений пяти доменов Северного и Центрального Тянь-Шаня со скользящим осреднением по 10 годам

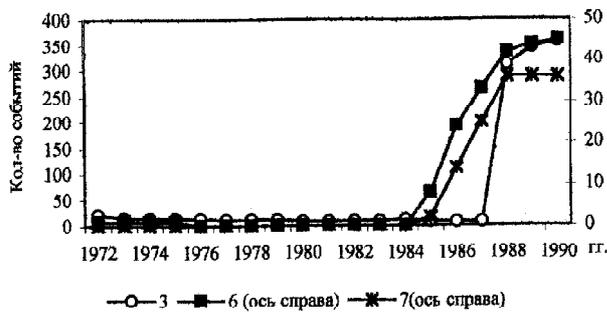


Рис. III.8.4. Временные ряды числа землетрясений доменов 3, 6 и 7 со скользящим осреднением по 10 годам

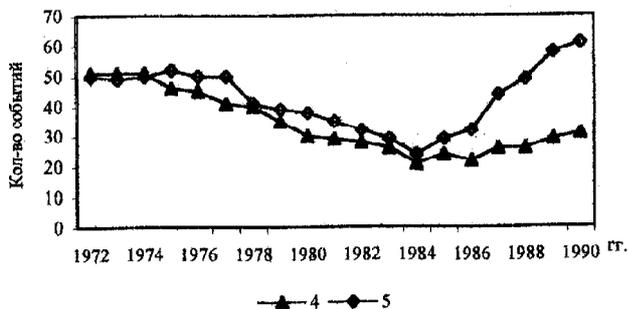


Рис. III.8.5. Временные ряды числа землетрясений доменов 4 и 5 со скользящим осреднением по 10 годам

ром спаде активности к середине рассматриваемого интервала (к 1980–1985 гг.) и заметном росте к его концу. При этом рост выражен в большей степени для домена 5, поэтому коэффициенты корреляции временного ряда домена 5 с временными рядами доменов 3 и 4 совпадают по значению и составляют 0,58.

Смежные домены по сходству тенденций в изменении сейсмичности объединены в три зоны: первая включает домены 1, 2 и 3, вторая – домены 4 и 5, третья – домены 6 и 7. Для каждой из зон построены временные ряды числа землетрясений (рис. III.8.6). Их сопоставление показало высокую корреляцию временных вариаций зон I и III ($Q=0,86$), и отсутствие значимой корреляции для зон I и II ($Q=0,22$), а также для зон II и III ($Q=0,19$).

Итак, в литосфере Северного и Центрального Тянь-Шаня наблюдается устойчивая тенденция к росту уровня сейсмичности, начиная со второй половины 80-х гг. Наблюдаемая тенденция прослеживается как для относительно слабых землетрясений (D6 К), так и для более сильных (D9 К и D10 К). Приведенные данные показывают, что сейсмичность Тянь-Шаня к концу 90-х г.г. минувшего века из состояния относительного сейсмического покоя перешла в стадию сейсмической активизации. Согласно тем наработкам, которыми мы располагаем, это свидетельствует о резком повышении вероятности появления здесь сильных землетрясений.

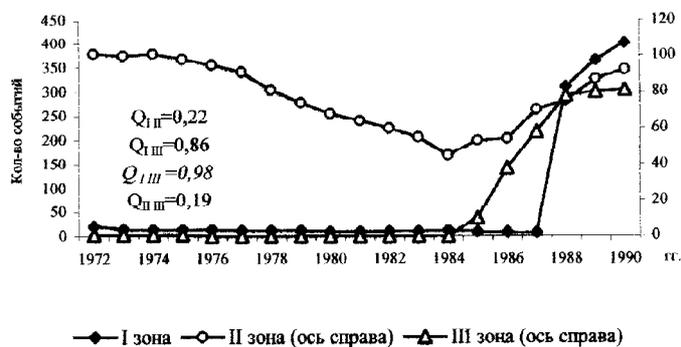


Рис. III.8.6. Временные ряды числа землетрясений трех зон Северного и Центрального Тянь-Шаня со скользящим осреднением по 10 годам

Зона I включает домены 1, 2 и 3, зона II – домены 4 и 5, зона III – домены 6 и 7

Поскольку на территории домена 4 располагается столица Киргизии – город Бишкек, пространственно-временное поведение сейсмичности в его пределах представляет особый интерес. При более детальном рассмотрении выяснилось, что для большинства объемов литосферы меньшего ранга тенденции в поведении сейсмичности совпадают с тенденцией, характерной для региона в целом. Однако существуют 2 домена в центральной части региона с отличающейся тенденцией (они объединены в зону II). Наиболее резко отличается по поведению сейсмичности домен 4. Для временного ряда, построенного по сейсмическим событиям этого домена, при сопоставлении с временными рядами доменов смежных зон II и III ни в одном случае значимой корреляции не обнаружено (см. табл. III.8.2). Это явление настораживает в следующем отношении.

Избранный полигон расположен в пределах домена 4. Из рисунка III.8.3 видно, что до 1984 г. изменения сейсмичности здесь были синхронны с ее изменениями в домене 4. Наметившееся в дальнейшем расхождение тенденций доменов 4 и 5, возможно, связано с тем, что в пределах части домена 4 установилось сейсмическое затишье, свидетельствующее о подготовке значительного сейсмического события. Его вклад в сумму событий домена 4 и может выразиться в аномально слабом росте активности в последующие годы в сравнении с ее ростом в остальных доменах региона.

К сожалению, мы не располагаем данными сейсмологических наблюдений, которые позволили бы нам довести построение временных рядов по единой методике до нынешнего времени. Тем не менее, данные о том, что с 1999 по 2003 г. домен 4 и его близкая окрестность находились в сейсмически активизированном состоянии, без тенденции к ее убыли, у нас есть. Они приведены в таблице III.8.3, отражающей количество землетрясений, зарегистрированных в рассматриваемой части региона в каждом году с 1999 по 2003 годы:

Таблица III.8.3

Количество землетрясений в 1999–2003 гг.

Годы	1999	2000	2001	2002	2003
Количество землетрясений	303	273	343	292	346

Из нее следует, что регион вошел в фазу сейсмической активизации. Отметим также, что начиная с 90-х годов минувшего века, сейсмичность Тянь-Шаня после периода сейсмического покоя, длившегося по меньшей мере несколько десятилетий, начала испытывать резкую активизацию, чреватую появлением больших сейсмических событий, а возможно и их серии, уже в ближайшем будущем. При этом весьма вероятно появление очага большого землетрясения в пределах Бишкекского полигона.

В принципе, уже разработаны методы, позволяющие определить признаки подготовки больших сейсмических событий. Выявлен целый ряд кооперативных эффектов фоновой сейсмичности, анализ которых дает возможность судить о подготовке большого землетрясения. К таким эффек-

там можно отнести предвестниковые рои, сейсмические затишья, активизацию относительно глубокой коровой сейсмичности, смену хроногеометрических последовательностей, изменения коэффициента Лоде-Надаи и ряд других. Однако конкретное применение такого рода методических наработок в данном регионе требует выполнения большого объема весьма детальных работ мониторингового характера, что возможно, во-первых, только в рамках постановки специальной научно-исследовательской работы и, во-вторых, при предельно оперативном получении данных сейсмологических наблюдений, отражающих характер трансформаций поля сейсмичности, происходящих в настоящее время.