

Часть IV

ГЕОМЕХАНИЧЕСКИЕ, ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИХ РАЗВИТИЯ

Спектр прямых или опосредованных проявлений тектонических деформаций земной коры весьма широк. Их многообразие и интенсивность прямо пропорциональны активности тектонических движений и деформаций. Центральнo-Азиатский регион с его интенсивнейшими горообразующими процессами в этом отношении весьма и весьма представительен. В предшествующих частях были рассмотрены структурные, кинематические и геофизические проявления новейших и современных преобразований и деформаций земной коры этого региона. В этой части обращается внимание на геодинамические проблемы, которые возникают в процессе хозяйственного освоения геологической среды и связаны не только с эффективностью, но и с безопасностью разработок месторождений минерального сырья, с безопасностью населения горных районов, мест его обитания, промышленных предприятий и коммуникаций.

Эти проблемы, которые в целом и с достаточной долей условности можно было бы отнести к геоэкологическому блоку, достойны самостоятельного широкого исследования и специальной монографии. Многие из них в той или иной мере изучены и известны, но вместе с тем остаются весьма актуальными. Это проявляется, в частности, не всегда удовлетворительным знанием закономерностей пространственных и временных проявлений и прогнозом опасных горно-геологических явлений и геологических процессов экзогенного ряда. Последние в условиях рассматриваемого региона в значительной мере связаны с величинами и вариациями напряженного состояния горных массивов и режимом не только и, может быть, не столько новейших, сколько современных тектонических движений. Важно подчеркнуть, что наблюдаемые и измеряемые (например, в горных выработках или на горных склонах) структуры горных массивов, созданные на древних этапах становления земной коры, могут быть весьма не адекватными относительно новейшего и современного поля напряжений. Эти древние структуры могут лишь трансформировать последние. Таким образом, в расчетах в качестве базовых следует принимать прежде всего неотектоническую структуру и геодинамические условия ее развития. В силу же изложенных выше особенностей неотектонических форм даже в крупных массивах горных пород они могут оставаться незаметными, составляя всего лишь некоторый фон. Но геодинамическая значимость этого фона (с точки зрения напряженного состояния массива) может быть первостепенной.

К этой же части отнесено рассмотрение влияния эндогенной геодинамики на состав и режим подземных вод. Оно (это влияние) велико и также многообразно. Это достаточно известный факт. Но для нас он важен не только с точки зрения объяснения особенностей состава и режима подземных вод, но и с точки зрения решения обратной задачи – для индикации вариаций напряженно-деформированного состояния горных массивов и хода деформационных процессов.

Естественно, что столь широкая и многообразная тема рассмотрена на ряде выборочных объектов и процессов, которые, с нашей точки зрения, являются достаточно представительными или заслуживают специального внимания из-за их уникальности.

IV.1. ВАРИАЦИИ ЛОКАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Важнейшей геомеханической характеристикой породного массива является его естественное напряженное состояние. Многочисленные экспериментальные и теоретические исследования, проведенные в последние годы в разных странах, позволили существенно уточнить наши представления о распределении напряжений в массивах горных пород и инженерных сооружениях, находящихся в горно-складчатых областях, и их деформациях под влиянием природных и техногенных факторов [Марков, Савченко, 1984; Ялымов, Рогожников, 1991; Айтматов, 2000; Кожогулов, 2000]. Определения напряжений непосредственно в породных массивах, выполненные во многих местах земного шара, не подтвердили универсальность гипотез Гейма и Динника для оценки естественного напряженного состояния горных пород, в верхних частях коры.

Главные недостатки исходных моделей состоят в том, что они не учитывают следующие принципиально важные факторы, оказывающие большое влияние на распределение естественных напряжений в массиве:

1. Существующая структура и геомеханическая неоднородность реальных скальных массивов;
2. Определяющее влияние геомеханических последствий тектоно-магматической истории массива и действия *современных* тектонических сил;
3. Время формирования поля напряжений в массиве.

Анализируя литературу, посвященную проблемам механики скальных пород, не трудно заметить, что во многих случаях наблюдается определенная разобщенность между представлениями о геомеханической структуре реального породного массива и о его напряженном состоянии. С одной стороны признается, что для массивов скальных пород характерны существенная структурная неоднородность и сложность геомеханического строения, и в то же время нередко при постановке и рассмотрении задач о напряженном состоянии массивов допускается возможность использовать модели, основанные на представлениях о горных породах как об однородных, изотропных упругих телах.

Очевидно, для определенного круга задач, когда масштабы факторов неоднородности существенно меньше масштабов изучаемого массива конкретного месторождения или масштабов горных выработок, взаимодействующих с элементами этого массива, можно принять модель сплошного однородного тела. Но в этих случаях рассматриваемый массив должен быть предварительно обстоятельно исследован экспериментальными методами. Схематически эта структурная модель должна отражать геометрию сетей трещиноватости, средние размеры блоков, их прочностные и деформационные характеристики, а также условия распределения в них природных напряжений. Естественно, такая геомеханическая структурная модель должна строиться на основе экспериментальных данных, полученных в процессе выполнения на месторождении геологоразведочных работ или специальных натурных исследований.

Неотектонические структуры Тянь-Шаня, которые в рассматриваемом отношении представляют первостепенный интерес, но далеко не всегда принимаются в расчет, характеризуют условия общего субмеридионального сжатия земной коры. Особо следует отметить, что по характеру асимметрии новейшие структурные формы (складки основания) объединяются в группы северной или южной асимметрии [Садыбакасов, 1971, 1990; Макаров, 1977]. Подобные группы складок, рассматриваемые как складки продольного изгиба, позволяют определить векторы тангенциальных напряжений. Кроме регионального субмеридионального сжатия, необходимо принимать во вни-

вание действие автономных глубинных источников тектонических сил, проявляющихся прежде всего в вертикальных движениях блоков земной коры больших или меньших объемов [Макаров, 1977, 1990а; Артемьев, 1987; Артюшков, 1993; Леонов М., 1993].

Анализ условий формирования рудных месторождений Киргизстана (Кадамжай, Хайдаркан, Терексай, Чонкой и др.) показал, что их образование тесно связано со структурно-тектонической деятельностью всего региона и проходило многоэтапно. Так, развитие структур Катранского антиклинория в районе Кадамжайского месторождения происходило после среднекаменноугольного времени вплоть до поздней перми. Вероятно, в этот период завершалось формирование складчатой структуры с образованием разрывных нарушений [Гордеев, 1979; Петухов, Батугина, 1988]. На северном крыле Катранского антиклинория лучше всего изучен Северо-Катранский взбросо-надвиг, по которому сланцы верхнего силура надвинуты с юга на терригенные отложения верхнего палеозоя. Южнее прослеживается еще несколько нарушений аналогичного типа, что характеризует общее движение горных масс с юга на север под действием тектонических сил значительной величины. Современная форма Кадамжайского месторождения представляется в виде антиклинальной складки, характерной особенностью которой является наличие крупного широтного разлома (Северный разлом). По этому разлому имел место взброс, амплитуда перемещения по которому достигает 700 м. Его возраст определяется как дорудный с неоднократным обновлением. Это нарушение служило основным рудопроводящим каналом месторождения (рис. IV.1.1).

Пликативные и дизъюктивные дислокации представляют собой две формы единого процесса деформации массива и встречаются совместно в тех или иных соотношениях. Зарождение таких форм происходит из обычных складок с изгибом слоев при продольном их сжатии в результате перехода пластических деформаций в разрывные. Взбросо-надвиги в районе Кадамжайского месторождения у поверхности имеют пологое падение, а с глубиной становятся более крутыми.

В южной части месторождения образовался крупный Диагональный разлом сколового характера, по которому имеет место крутопадающий взброс с амплитудой перемещения до 300 м. Диагональный взброс в отличие от Северного имеет противоположное падение. Это связано с тем, что в ядре складки, испытывающей тектоническое давление с юга, действует силы отпора. Упором является Северный разлом, образовавшийся, вероятно, ранее. Следовательно, механизм форми-

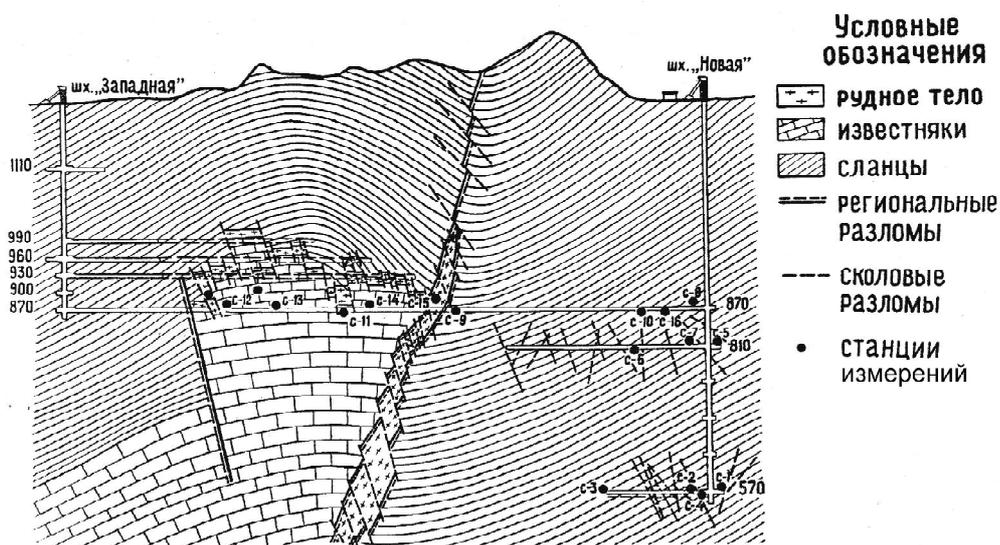


Рис. IV.1.1. Структурное положение Кадамжайского месторождения

вания Диагонального разлома соответствует действию максимальных главных напряжений в субмеридиональном направлении.

Диагональные крутопадающие сколовые разрывы северо-восточного простирания, сопряженные с Северным взбросом, по возрасту определяются как сорудные. Горизонтальные (сдвиговые) смещения по этим сколовым разломам достигают 40–50 м. Амплитуда вертикальных перемещений достигает нескольких десятков метров. Так, на юго-западном замыкании складки, где переориентация напряжений проявлена в более значительной степени, взброшен блок массива, ограниченный по простиранию и падению сколовыми разломами. Исходя из общей схемы механизма тектонического развития складчатых и разрывных структур Кадамжайского месторождения, следует, что общее напряженное состояние массива характеризуется тангенциальным сжатием. Максимальные главные напряжения действуют в субмеридиональном направлении. Наибольшее изменение симметрии поля напряжений соответствует юго-западному периклинальному замыканию складки.

Формирование тектонических структур района Хайдарканского месторождения проходило также многоэтапно. Начиная со среднего карбона, рудное поле развивалось в обстановке формирования антиклинали (рис. IV.1.2). Последний этап развития структур района соответствует новейшему циклу тектогенеза. Механизм их формирования аналогичен механизму формирования Кадамжайского месторождения и также обусловлен горизонтальным сжатием, ориентированным преимущественно вкрест простирания основных складчатых структур, то есть меридионально. Складчатые формы рудного поля осложнены многочисленными разрывными структурами, среди которых выделяются надвиги, взбросы и взбросо-сдвиги.

Хайдарканское месторождение расположено в зоне высоких предгорий Алая. Общая панорама представляет горную цепь, состоящую из ряда параллельных хребтов. В рельефе этой области выделяется Хайдарканская продольная котловина шириной до 4 км, представляющая собой одно из звеньев весьма протяженной зоны впадин. Абсолютная высота составляет 1500–1900 м. С севера указанная котловина ограничена хребтом Катран с абсолютными отметками до 3000 м. С юга над ней высится громадная известняковая гряда Ходжа-Ачкан, простирающаяся на 20 км и достигающая высоты 5000 м. Рудные поля месторождений располагаются вдоль южного склона и под подножием хребта Катран, простирающегося в широтном направлении. На востоке горы располагаются дугой. Высота гор над уровнем котловины составляет 500–600 м.

В южном крыле антиклинория наиболее четко выражен Ишметауский надвиг, плоскость которого падает к северу. С возрастанием глубины угол падения меняется от 50° до 70–80°. По плоскости этого надвига верхнесилурийская известняково-сланцевая толща хребта Ишметау надвинута с севера на каменноугольные отложения Хайдарканского рудного поля. Несколько севернее выделяются Катранбашинский и другие надвиги, также падающие к северу. Генетически их следует рассматривать как сколы, развившиеся в обстановке сжатия и общего движения масс к югу.

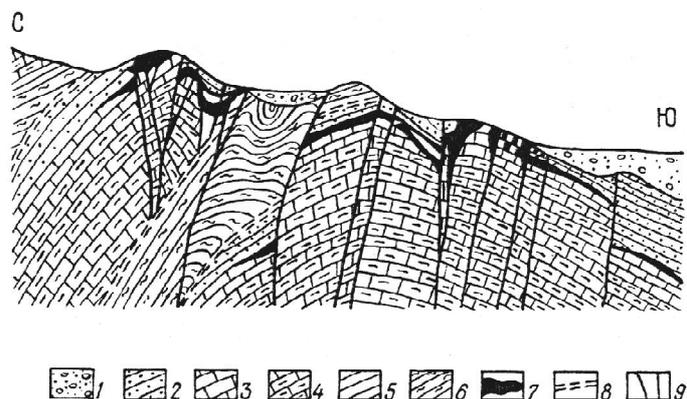


Рис. IV.1.2. Геологическое строение Хайдарканского месторождения

1 – четвертичные отложения; 2 – песчаники, сланцы, конгломераты среднего карбона; 3 – известняки среднего карбона; 4 – известняки нижнего карбона; 5 – песчаники и сланцы нижнего девона; 6 – сланцы и песчаники силура; 7 – джаспероиды; 8 – надвиги; 9 – сбросы, сбросо-сдвиги

Формирование антиклинальных структур месторождения сопровождалось образованием крупных крутопадающих взбросов, расположенных параллельно осевых плоскостей складок (Кара-Арчинский, Центральный, Долинный). Амплитуда вертикальных перемещений по плоскостям разломов достигает 1000 м. Перемещения по тектоническим нарушениям предопределили расчленение площади месторождения на отдельные блоки. В результате оценки напряженного состояния массива для разных участков, выполненной на основании анализа тектонических структур, установлено, что в целом по месторождению ориентировка максимального главного напряжения имеет субмеридиональное направление.

Статистическая обработка экспериментального материала по естественным напряжениям в массивах горных пород рудных месторождений Средней Азии и Юго-Восточного Казахстана позволила получить уравнения регрессии, характеризующие изменение средних значений главных нормальных напряжений с глубиной [Айтматов, 2000]. Эти зависимости имеют следующий вид:

- для крепких пород с модулем упругости от $(5-6) \cdot 10^4$ до $(10-11) \cdot 10^4$ МПа

$$\sigma_x + \sigma_y = 9,5 + 2,78\gamma H, \text{ МПа (1)}$$

$$\sigma_x = 5,0 + 2,78 \gamma H, \text{ МПа (2)}$$

$$\sigma_y = 4,5 + 1,12 \gamma H, \text{ МПа (3)}$$

- для массивов средней прочности с модулем упругости пород от $(2 \pm 3) \cdot 10^4$ МПа

$$\sigma_x + \sigma_y = 5,0 + 2,14\gamma H, \text{ МПа (4)}$$

$$\sigma_x = 3,0 + 1,14\gamma H, \text{ МПа (5)}$$

$$\sigma_x = 2,0 + \gamma H, \text{ МПа (6)}$$

Здесь γ – объемный вес породы: $2,7 \cdot 10^{-2}$ МПа/м; H – глубина от дневной поверхности, м. Вертикальные напряжения σ_y приблизительно соответствуют γH .

Из приведенных формул видно, что значения, полученные по Тянь-Шаню, оказались более низкими, чем у Н.Хаста, но выше, чем по гидростатическому закону. Полученные эмпирические зависимости отражают статистические средние значения нормальных напряжений для соответствующих глубин верхней части земной коры региона. Пространственная неоднородность геомеханических структур может обусловить в отдельных локальных местах значительное отклонение величин напряжений от их средних значений. Сложное строение месторождений обуславливает и сложное напряженное состояние массива пород, которое неоднородно и зависит от тектонических структур участков месторождений.

С целью выявления основных закономерностей распределения полей напряжений в массиве пород был проведен комплекс экспериментальных работ и обобщение результатов проведенных исследований. Так, измерениями методом разгрузки (ВНИМИ) на Кадамжайском руднике на горизонте 930 м установлено, что в южном крыле складки максимальное главное напряжение составляет 35,1 МПа и направлено в субмеридиональном направлении (азимут 156°) (рис. IV.1.3). На юго-западном периклинальном замыкании складки величина максимального главного напряжения равна 40,1 МПа, а его ориентация субширотная (азимут 282°). Это связано с изменением симметрии осей напряжений в процессе формирования тектонических структур месторождения. Наибольшая переориентация напряжений при формировании складок соответствует периклинальным замыканиям. Несмотря на противоположное направление действия максимальных главных напряжений относительно стран света, оба они ориентированы вкост простирания крупных сколовых разломов взбросо-сдвигового характера, находящихся в районе измерений. Более высокое значение абсолютной величины напряжения на юго-западном замыкании обусловлено меньшим расстоянием до тектонического нарушения. Следовательно, различие между величинами напряжений связано не только с глубиной, о чем свидетельствует сравнение результатов измерений на разных участках [Ялымов, Рогожников, 1991].

Экспериментальный участок на горизонте 960 м находился на глубине 240 м, что на 90–140 м (за счет рельефа местности) меньше, чем на горизонте 930 м. Несмотря на то, что глубина от поверхности на горизонте 960 м меньше только в 1,4–1,5 раза, значения вертикальных напряжений оказались в 2,2–2,6 раза, а горизонтальных – в 1,6–2,0 раза ниже, по сравнению с горизонтом 930 м.

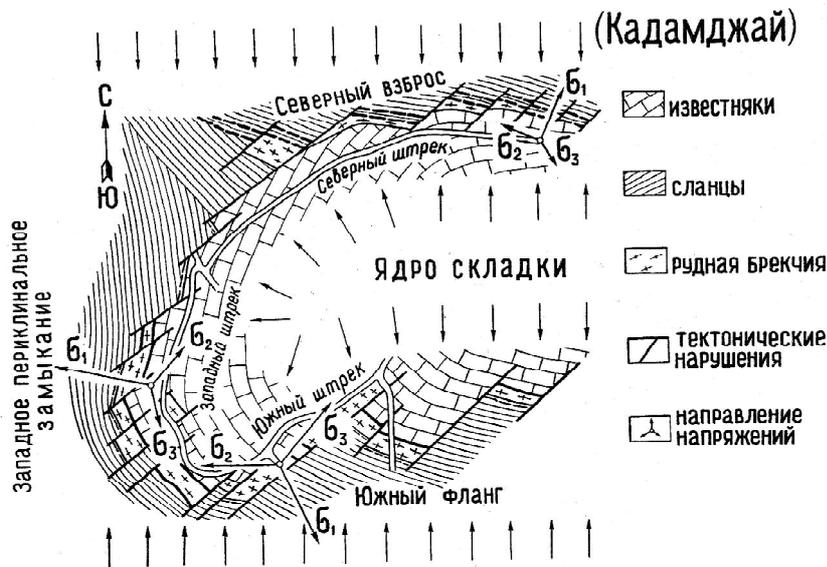


Рис. IV.1.3. Схема распределения напряжений в антиклинальной структуре Кадамджайского месторождения (план горизонта 930 м)

Такое значительное различие не может быть объяснено изменением гравитационных напряжений, а связано с тектоническими напряжениями, действующими на данных участках месторождения. На горизонте 960 м экспериментальный участок расположен на северном фланге известнякового ядра складки в районе Северного взброса, сместитель которого заполнен рудным материалом в виде джаспероидно-кварцевой брекчии. Как было показано выше, разрывные нарушения данного типа являются сформировавшимися разломами, не способствующими образованию зон с высокой концентрацией напряжений. На горизонте 930 м измерения проведены вблизи крупных сколовых взбросо-сдвиговых разломов с амплитудами перемещения более 100 м. Формирование этих разломов происходило на более позднем этапе и продолжается в настоящее время, что способствует образованию зон повышенной концентрации напряжений в прилегающих блоках массива.

Следовательно, различия в напряжениях на участках месторождения обусловлены в основном тектоническими составляющими полного тензора напряжений за счет разного влияния разрывных нарушений. В таблице IV.1.1 приведены величины составляющих главных максимальных напряжений в массиве Кадамджайского месторождения. Из нее следует, что величины главных максимальных напряжений существенно зависят не только от глубины, но и от местоположения участка массива относительно тектонически активных разрывных нарушений. Так, в Южном штреке (горизонт 930 м) на глубине 330 м от поверхности измеренные главные напряжения составляют 35,1 МПа, а в районе ствола шахты "Новая" на глубине 460 м – 18,6 МПа, то есть почти в два раза меньше. Это связано с тем, что экспериментальный участок в Южном штреке находится на расстоянии 25 м от крупного тектонического нарушения и тектоническая составляющая напряжений за счет его влияния достигает 17,1 МПа, а участок ствола шахты "Новая" удален от нарушения (Диагональный разлом) на расстояние 690 м, в результате чего его влияние на напряженное состояние практически не проявляется. Характерной особенностью максимальных главных напряжений является их ориентация вкрест простирания разломов, а углы отклонения от горизонтали не превышают 30–40°. Максимум тектонической составляющей напряжений находится в непосредственной близости от разлома и составляет 22 МПа. По мере удаления от тектонического нарушения на расстояние до 200 м напряжения снижаются в 2 раза, а на расстоянии 800 м составляют всего 1 МПа, то есть влияние разлома становится незначительным. Аналогичный характер распределения напряжений установлен и в результате ультразвуковых измерений.

Таблица IV.1.1

Значения составляющих главных максимальных напряжений

Участок	Глубина, м	Измеренные напряжения, σ , МПа	Гравитационная составляющая σ_H , МПа	С учетом рельефа, $\sigma_{анр}$, МПа	Модуль тектонических напряжений, T_0 , МПа	Тектоническая составляющая за счет разлома T_n , МПа	Расстояние до активного тектонического нарушения, L_n , м
Горизонт 960м	240	25	6,2	8,7	5,0	11,3	200
Северный штрек Горизонт 930м	330	35,1	8,6	13	5,0	17,1	25
Южный штрек Горизонт 930м	380	40,1	9,9	14,1	4,0	22	10
Западный штрек Ствол шахты "Новая"	375	20	9,8	12,1	5,0	2,9	730
	400	18	10,4	12,0	5,0	1,0	720
	425	27	11	14,2	5,0	7,8	700
	460	20,2	12,5	15,2	5,0	0	690

Чонкойское месторождение расположено в центральной части Карачатырского антиклинария и состоит из ряда субпараллельных крупных антиклинальных и синклиналиных складок. На месторождении выделено три рудоносные зоны, сложенные в основном кварц-карбонатными породами. Рудоносные зоны примерно параллельны друг другу, азимут простираия $270-310^\circ$, угол падения на север в пределах $50-70^\circ$ (рис. IV.1.4). Строение Южной зоны сравнительно однородно, а Северная зона характеризуется многочисленными апофизами и крупным флексурным изгибом. Нами были проведены сравнительные измерения напряжений на экспериментальных участках, расположенных на одном горизонте в Южной и Северной зонах. Исследуемые участки массива находились на одной глубине ($H=160$ м), однако напряжения на них отличаются в несколько раз. Так, в Южной зоне вертикальные напряжения равны 4,2 МПа, а горизонтальные – 7,4–9,6 МПа или 1,7–2,2 Н. В Северной зоне в районе флексурного изгиба вертикальные напряжения равны 21,3 МПа, а горизонтальные – 19,2–21,7 МПа, что, соответственно, в 5 и 2,2–2,6 раз больше, чем в Южной зоне. Превышение напряжений свидетельствует о значительной величине тектонических сил, вызвавших образование складок и флексур. Максимальные напряжения, как и на других месторождениях, направлены в субмеридиональном направлении.

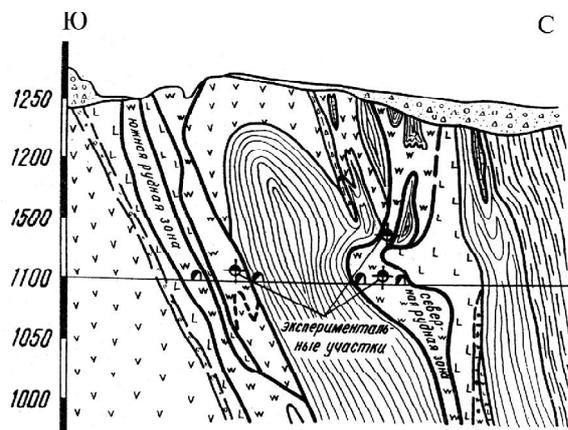


Рис. IV.1.4. Структурное положение рудных зон месторождения Чонкой

Статистическая обработка и обобщение результатов экспериментальных исследований проводились и на Хайдарканском месторождении. Для прогнозирования распределения напряжений в массиве с увеличением глубины были привлечены данные по измерению напряжений, полученные на Хайдарканском месторождении и нами [Ялымов, Рогожников, 1991; Айтматов, 2000]. Определение напряжений проводилось на разных горизонтах и участках. В таблице IV.1.2 для сравнения приведены расчетные (по гипотезе А.П. Динника) и экспериментальные данные до глубины 400 м. Из нее видно, что вертикальные напряжения, измеренные непосредственно в массиве, соответствуют расчетным и практически равны давлению веса вышележащих пород до дневной поверхности. Величина горизонтальных напряжений, определенных экспериментально, значительно отличается от расчетных. Экспериментальные горизонтальные напряжения по своим значениям в 3–4 раза превышают напряжения, рассчитанные по гипотезе А.Н. Динника.

В результате статистического анализа экспериментальных данных и расчетов по зависимостям А.Н. Динника, Н. Хаста и И. Т. Айтматова установлено, что вертикальные напряжения, измеренные на разных глубинах, соответствуют расчетным и практически равны давлению веса вышележащих пород (до дневной поверхности). Величины горизонтальных напряжений, определенных экспериментально, значительно отличаются от расчетных. Экспериментальные горизонтальные напряжения по своим значениям в 3–4 раза превышают напряжения, рассчитанные по гипотезе А.Н. Динника [1925], однако в 2–3 раза меньше, чем рассчитанные по зависимостям Н.Хаста [Hast, 1969] в направлении, близком к меридиональному. В склоне выше уровня долины горизонтальное напряжение вдоль простирания хребта Катран минимально, а напряжение, действующее вкrest простирания хребта, повышено в 4 раза и превышает вертикальное. В нижележащем массиве под подножьем хребта на глубинах до 400 м значения минимальных напряжений, действующих в широтном направлении, повышены в 2,0–3,4 раза за счет влияния гор, обрамляющих котловину на востоке, то есть, анизотропия горизонтальных напряжений выражена в меньшей степени.

Особенностью напряженного состояния массива пород на Хайдарканском месторождении является повышенное боковое давление, направленное субмеридионально вкrest простирания основных складчатых и разрывных структур. На участках массива в непосредственной близости от

Таблица IV.1.2

**Результаты измерений напряжений в массивах пород на экспериментальных участках
Хайдарканского месторождения**

Место измерения	Глубина Н, м	Величины напряжений, МПа				
		По гипотезе А.Н. Динника		Измеренные в массиве		
		Вертикальные σ_z	Горизонтальные σ_x, σ_y	Вертикальные σ_z	Горизонтальные	
				В широтном направлении σ_x	В меридиональном направлении σ_y	
В склоне хребта						
Штольня 32	100	2,6	0,9	2,9	0,8	3,3
В нижележащем массиве						
Камеры 32-40	80	2,1	0,7	2,0	-	2,5
Камеры 1733-40	140	3,6	1,2	3,4	2,7	-
Камеры 1733-40	140	3,6	1,2	3,0	-	4,5
Камера 1857	145	3,8	1,3	4,2	3,2	-
Камера 1857	145	3,8	1,3	-	3,4	3,8
Камера 1709	150	3,9	1,3	4,0	4,1	4,8
Штрек 1715	180	4,6	1,6	4,2	4,0	4,1
Штрек 1715	180	4,6	1,6	4,8	4,5	4,7
Камера I	320	8,3	2,8	8,5	-	9,1
Штрек 640	400	10,4	3,4	10,0	11,7	12,3

тектонических трещин образуются зоны повышенных и пониженных напряжений, значительно отличающихся от средних значений. Максимальная концентрация напряжений достигает $2-3\gamma H$. Аналогичное распределение исходных полей напряжений в массиве установлено на Терексайском и Чаувайском месторождениях

В пределах горно-складчатых областей могут выделяться отдельные локальные зоны или массивы, характеризующиеся высокими значениями напряжений. Для горных пород таких зон в основном характерна редкая трещиноватость, относительно слабая тектоническая нарушенность и значительно меньшая степень сейсмической активности, чем в пределах прилегающих участков.

Примером локальных высоконапряженных зон в сейсмоактивной горно-складчатой области является Учкошконское рудное поле, расположенное в пределах Южного Тянь-Шаня на высоте 3200–3500 м над уровнем моря. При бурении разведочных скважин в горных породах данного месторождения – в роговиках, гранитах, гранит-порфирах и мраморизованных известняках – во многих случаях были зафиксированы дискообразования в кернах в интервале глубин от 100–150 до 600–700 м. При этом о высоком уровне напряжений в массиве пород Учкошконского месторождения свидетельствует тот факт, что дискование происходит в породах весьма прочных. Так, прочность на одноосное сжатие роговиков изменяется в пределах 180–380 МПа, гранитов – 120–340 МПа. Средние значения модуля упругости для роговиков $E_{cp} = 10,0 \cdot 10^4$ МПа, для гранитов – $E_{cp} = 7,0 \cdot 10^4$ МПа. Такие высокие значения физико-механических свойств характерны и для других пород месторождения. Для приближенной оценки уровня напряжений, действующих в местах дискообразования керна, было использовано соотношение

$$\sigma_{\max} = \frac{[\sigma_{сж}]}{2},$$

где $\sigma_{сж}$ – напряжение сжатия. Если принять, что дискованию на месторождении подвергается керн в наиболее слабых по прочности участках пород, то даже в этом случае на небольшой глубине горизонтальные нормальные напряжения должны составить в роговиках 90–100, а в гранитах – 6070 МПа.

На этом месторождении в разведочной штольне №7 также выполнены отдельные измерения напряжений методом разгрузки с центральной скважиной, которые также подтвердили наличие на некоторых участках весьма высоких напряжений, действующих в массиве пород. Величины главных нормальных напряжений на глубине 150 метров от земной поверхности в зоне влияния выработки достигли 130 МПа.

Аналогичное высоконапряженное состояние пород характерно также и для массива месторождения “Трудовое”. Наибольшее развитие среди интрузивных пород района имеют гранитоиды верхнепалеозооского магматического комплекса, которые занимают 2/3 площади месторождения. При этом прочность гранитов изменяется от 100 до 200 МПа. В целом преобладает прочность от 150 до 190 МПа. Прочность образцов кварцевых жил Сарыджазской группы месторождений составляет 100–120 МПа, их модуль упругости $(5-7) \cdot 10^4$ МПа. Как и на месторождении Учкошкон, в гранитах Сарыджаза при бурении наземных, а также подземных геолого-разведочных скважин очень часто наблюдается дискообразование. В результате измерений напряжений, выполненных в массиве методом разгрузки, установлено, что главное нормальное напряжение ориентировано горизонтально вкрест простирания хребта. Значения горизонтальных напряжений превышают вертикальные, рассчитанные по γH , в 2–3,5 раза. Реконструкция ориентировки главных напряжений по методике М.В. Гзовского [1970а, б] дала результаты, согласующиеся с данными, полученными методом разгрузки.

Таким образом, развитие горно-складчатых структур Центральной Азии непосредственно связано с горизонтальным сжатием и деформированием земной коры в данном регионе. Субширотная ориентировка большинства мегаскладок Тянь-Шаня, Памира и Джунгарии соответствует субмеридиональному направлению главного сжатия. Данному условию ориентировки главных нор-

мальных напряжений соответствуют и результаты непосредственных определений их направлений с помощью натурных методов измерений напряжений. Это подтверждается также известными данными геодезических измерений. Разумеется, в пределах горно-складчатых структур могут выделяться определенные зоны или участки, геомеханическое состояние которых может оказаться в значительной мере иным, чем состояние массивов пород в целом по региону. В частности, гранитизация ранее тектонически нарушенных пород и снижение интенсивности сейсмотектонических процессов приводят не только к определенным вещественным изменениям в массиве, но и меняют геомеханическую структуру пород и их напряженное состояние.

Итак, при формировании напряженного деформированного состояния горных массивов Тянь-Шаня, где расположены месторождения и крупные гидротехнические сооружения, активную роль играла новейшая тектоника. Образование в массивах пород всякого рода дизъюнктивных нарушений сопровождается крайне неравномерным распределением напряжений. Зоны концентрации напряжений в районе нарушений образуются как за пределами сформировавшихся разломов, так и на участках этих разломов, за счет взаимных подвижек массивов пород по поверхностям разломов.

Сложная структура месторождений обуславливает неоднородное распределение напряжений на разных их участках. Зонам флексурных изгибов соответствуют более высокие значения напряжений. Характерной особенностью является то, что не только горизонтальные, но и вертикальные напряжения могут значительно превышать давление столба пород. Горизонтальные напряжения, как правило, превышают вертикальные и не равны между собой. Анизотропия горизонтальных напряжений вызвана направлением действия основных тектонических сил и влиянием рельефа местности. Максимальные напряжения ориентированы субмеридионально или вкрест простирания основной системы хребтов. При формировании асимметричных антиклинальных структур на периклинальном замыкании складок происходит переориентация главных горизонтальных напряжений.

Напряженное состояние массивов пород на разных месторождениях значительно различается. Так, на Кадамжайском месторождении уровень напряжений в 2–3 раза выше, чем на Хайдарканском. Это обуславливается тем, что величина тангенциального сжатия для разных районов и конкретных морфоструктур Тянь-Шаня различная и меняется от 0,01 до 0,3. Как правило, она значительно выше на границах смежных разнорежимных зон. Район Кадамжайского месторождения испытывает поднятие, а сопрягающаяся с ним Ферганская впадина – опускание. В районе же Хайдарканского месторождения хребет Катран и сопряженная с ним Хайдарканская долина испытывают общее поднятие, то есть находятся в однорежимной зоне. Поэтому массив пород Кадамжайского месторождения характеризуется повышенным напряженным состоянием по сравнению с Хайдарканским месторождением.

Выявленные закономерности позволяют сделать вывод о том, что крупные тектонические нарушения не просто вносят аномалии в общий фон напряженного состояния массива, но их активность способствует формированию нового напряженного состояния.

Проблема геомеханической оценки массивов горных пород требует соответствующих обобщений, научной систематизации и выявления геомеханических закономерностей в региональном масштабе и поиске закономерностей, общих для определенных классов структур месторождений.

IV.2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ГЕОМЕХАНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ

Оползневые процессы в горах развивались всегда. Это обусловлено, прежде всего, тем, что одновременно с процессом горообразования развивается процесс разрушения и медленного смещения к подножию гор продуктов разрушения горных массивов. Развивается вековая ползучесть

пород, при этом деформации ползучести не обязательно переходят в оползневые деформации. Однако в сочетании с другими природными процессами, такими как землетрясения, поднятие уровня грунтовых вод, продолжительные атмосферные осадки в виде дождя и снега, потенциально оползневые склоны представляют прямую угрозу жизнедеятельности человека.

Оползни – одно из наиболее распространенных стихийных бедствий в горах. Они опосредованно связаны с геодинамическими процессами в литосфере, особенно в верхней части земной коры, а также с геомеханическими процессами, протекающими как в регионе в целом, так и на отдельно взятом горном склоне. Следует особо отметить, что по изменениям, происходящим на поверхности склона, можно судить об интенсивности процессов, протекающих в глубинных его частях.

В горно-складчатых областях, в том числе на Тянь-Шане, оползни развиваются на склонах речных долин в пределах надпойменных террас и в зонах активных разломов. Здесь оползни в основном формируются в покровных образованиях, залегающих на породах коренной основы горных склонов. Смещение пород коры выветривания происходит под воздействием как силы тяжести, так и тектонических сил, вызывающих непрекращающиеся вертикальные и горизонтальные смещения земной коры. Степень поражения горной территории Киргизстана оползнями составляет 30–50%.

Наиболее интенсивно оползни развиты в средне- и высокогорных областях. Крупные, объемом 500000 м³ и более, оползни зарегистрированы в предгорной зоне на площади распространения мезо-кайнозойских отложений в пределах Юго-Западного Тянь-Шаня. Массовые проявления оползней отмечены в годы с максимальным количеством атмосферных осадков и, как следствие, высоким уровнем грунтовых вод. Всего на территории юга Киргизстана насчитывается более 2500 оползней, из них 92% приурочено к первичным оползневым склонам. При этом 59% развито на склонах северной, северо-восточной и северо-западной экспозиций. Из всех обследованных оползней 52% – это поверхностные оползни, в том числе 24% – оползни течения, 5% – оползни скольжения и 21% – сложного движения. 56% оползней имеют мощность от 1,5 до 10 м. 20% оползней образовались при воздействии подземных вод.

Оползневые участки расположены вдоль русел рек и имеют, как правило, линейное распространение. Развитие современных оползней происходит как на теле древних оползней, так и на склонах, не затронутых оползневыми процессами, причем новые оползни образуются чаще, чем активизируются старые.

На основании анализа многолетних наблюдений и изучения формирования и развития оползневых процессов выявлены и оценены основные горно-геологические и геомеханические признаки оползневой опасности территории Киргизстана.

Основными и определяющими факторами развития оползней является геологическое строение склона и его высотные отметки. В палеозойских породах (62% площади) оползневые процессы проявляются в виде единичных оползней делювиальных покровов на сланцевых отложениях мощностью до 3 м и протяженностью 300–500 м. Оползни в палеозое активизируются в основном в обводненных породах. В мезо-кайнозойских породах образуется до 80% всех оползней Киргизстана. Оползневые процессы развиваются в суглинках и супесях четвертичного возраста под воздействием атмосферных осадков, подземных вод, природных и техногенных землетрясений. Мощность оползней составляет от 20 м до 50 м, протяженность – 600–800 м. Смещение покровных образований происходит с захватом коренных пород. В плиоценовых и древнечетвертичных отложениях оползни формируются и активизируются под воздействием напорных подземных вод и сходят без захвата коренных пород. Наличие в строении горных склонов пород мелового возраста, перекрытых суглинками четвертичного или третичного возраста, является одним из главных геологических признаков оползневой опасности.

Определяющее значение в развитии тектоно-гравитационных склоновых процессов имеет рельеф. Отражая особенности геодинамики и геологического строения региона, он определяет характер развития склоновых процессов, их объем, частоту активизации и смещения.

Установлено, что в условиях высокогорья (3700–5000 м над уровнем моря) на территории юга Киргизстана в результате комплекса экзогенных процессов, среди которых морозное выветривание имеет преобладающее значение, образуются крупнообломочные осыпи и обвалы. На юго-западных отрогах Ферганского хребта на высотах 2500–3700 м над уровнем моря формируются курумы, осыпи, обвалы и сели. Оползни имеют одиночное распространение. В пределах холмистого рельефа, характерного для средних предгорий (1000–2500 м над ур.м.), мезо-кайнозойские отложения имеют широкое распространение и повсеместно отмечаются выходы подземных вод. На этой территории оползни формируются объемом до 1 млн. м³ и имеют площадное и линейное распространение. В пределах адырных возвышенностей (800–1000 м над ур. м.) более развиты сели.

На основании многолетних наблюдений за процессами формирования и проявления оползней на территории Киргизстана выявлено, что до 80% всех современных оползней образуется на теле древних. Наличие в рельефе склона следов палеоползней различного характера, включая сейсмодислокации, являются признаком высокой степени проявления оползней на данной территории. Анализ результатов натурных наблюдений за проявлением оползневой активности позволил установить, что наиболее крупномасштабные оползневые участки склонов расположены в пределах тектонических поднятий: горстов, складок. Примером могут служить оползни в пределах Сюрень-Тюбинского горста (бассейн р. Кугарт) и г. Майлы-Су.

Причиной формирования и активизации оползневых процессов являются и тектонические движения земной коры. Выявлено, что периоды активизации оползневой опасности, как правило, совпадают с периодами активизации движений земной коры.

С современными тектоническими движениями земной коры неразрывно связаны землетрясения. Сейсмические силы действуют кратковременно, но при этом вызывают необратимые изменения структуры грунтов и снижение их прочностных характеристик. Выявлено, что при влажности грунтов 25–28% при землетрясениях силой 5–6 баллов оползни разгружаются в период от одной недели до одного месяца после сейсмического толчка. Землетрясения силой в 7–9 баллов приводят к смещениям оползней объемом 0,2–0,3 тыс. м³ и более непосредственно при сейсмических воздействиях в эпицентре и объемом более 0,5 тыс. м³ – через 1–2 года после происшедшего землетрясения на обширной территории.

Важным аспектом оползневых процессов являются непосредственно свойства покровных образований и коренных пород. Покровные образования на склонах представлены в основном суглинками различного генезиса и возраста. Большую роль в процессе оползнеобразования играет состав суглинков, в частности, соотношение песчаной и глинистой фракций. При содержании в покровных образованиях более 50% песчаной фракции при их мощности 15–20 м оползни развиваются медленно и по механизму смещения подобны блоковым оползням. При мощности покровных образований до 15 м развиваются оползни течения. Оползни объемом 0,3–0,4 тыс. м³ образуются в покровных образованиях, в составе которых преобладает глинистая фракция. Необходимо отметить, что свойства покровных суглинков изменяются не только в зависимости от их происхождения и местонахождения, но и в пределах отдельно взятого склона.

Напряженное состояние горных склонов, в том числе и с покровными отложениями, формируется под воздействием геологических и тектонических процессов, протекающих в земной коре. Основными силами, действующими в покровных образованиях, являются гравитационные и тектонические, следовательно, и процесс формирования оползней на склонах Тянь-Шаня является тектоно-гравитационным.

На напряженное состояние и устойчивость покровных образований на склонах и оползней существенное влияние оказывают землетрясения различной силы, уровень подземных вод относительно поверхности скольжения, продолжительность и количество атмосферных осадков. На основе корреляционного анализа изменения количества оползней по годам и количества осадков в пределах одной из обследованных территорий (бассейн р. Кок-Арт) за период с 1969 по 2001 гг. выявлена зависимость активизации оползней от атмосферных осадков. Коэффициент корреляции в разные годы составил от 0,77 до 0,82.

Следует особо отметить, что оценка напряженного состояния и геомеханической устойчивости покровных образований на горных склонах для установления степени оползневой опасности требует определенной методологии познания объекта. Выбранные методы исследований должны однозначно отражать сущность явления и быть направлены на установление основных закономерностей развития изучаемого объекта, а также причинно-следственных связей между отдельными оползнеобразующими факторами.

Формирование и активизация оползневых процессов в горно-складчатых сейсмоактивных областях происходит под действием природных и техногенных факторов. Природные факторы – это геологическое строение, геоморфология, гидрогеология и климатические условия, от которых зависит пораженность территории оползнями. Общую тенденцию развития оползней в регионе определяют современные тектонические движения, напряженное состояние породного массива, климат, прочностные и деформационные свойства грунтов и пород коренной основы. Периодичность активизации оползневых процессов зависит от метеорологических и гидрологических факторов и от сейсмичности.

Многолетние наблюдения за процессами оползнеобразования в бассейнах рек Кугарт и Яссы в пределах 41–42° с.ш. и 72–70° в.д. позволили выявить определенную закономерность их активизации. Этот регион приведен в качестве примера в связи с тем, что именно здесь зарегистрированы наиболее крупные оползни, которые формируются и активизируются с определенной периодичностью. Наибольшее количество оползней за период 1969–2002 гг. было зарегистрировано в 1969–1977, 1979–1981, 1988 и 1993–1995 годах. Причем максимальная их активизация отмечена в 1969, 1980, 1988, 1994, 2002 годах. Установлено, что активизация оползневых процессов проявляется с периодичностью 4, 6, 9, 12 лет.

Проявление оползней хорошо коррелируется с количеством атмосферных осадков и сейсмичностью. На основе корреляционного анализа изменения количества оползней по годам с выделенной сейсмической энергией, количеством атмосферных осадков и уровнем грунтовых вод установлена связь между ними.

На основе анализа данных обработки проявления вышеназванных природных явлений установлена периодичность этих процессов. Для всех них характерен 9-летний (± 1 год) период их максимальных значений. Установленная корреляционная связь и периодичность проявления максимального количества оползней, осадков, землетрясений и уровня грунтовых вод позволяет перейти к долгосрочному прогнозу этих процессов.

Напряженное состояние в покровных образованиях на склоне формируется в условиях сложного геологического строения, современных неравномерных движений земной коры, высокой сейсмичности и близкого залегания к дневной поверхности подземных вод. С целью оценки напряженного состояния покровных образований были проведены эксперименты на физической модели, представляющей собой модель склона, в которой покровные образования моделированы фотоупругим материалом игдантинном, а породы коренной основы – недеформируемым основанием. При этом были соблюдены следующие условия в модели и в натурных условиях: равенство крутизны склона, коэффициента Пуассона и относительных деформаций. Геометрическое подобие принято 100:1, расчетный коэффициент подобия равен 133. Основной действующей силой в модели покровных образований, как и в натурных условиях, является сила тяжести. В модели также учтено изменение характеристик грунтов с глубиной.

В результате проведенных лабораторных экспериментов установлено, что в покровных образованиях на горных склонах независимо от их крутизны и мощности этих образований в верхней, приводораздельной, части склонов возникают области концентрации напряжений и изотропные области. Линейные размеры этих областей зависят от крутизны склона, мощности покровных образований и условий на контакте покровных образований с коренными породами. Максимальные размеры области концентрации напряжений на склонах крутизной 35° составляет 2/3 длины склона, а на склонах в 15° и меньше – 1/8 и 1/5 его длины соответственно.

Установленное в лабораторных условиях модельное распределение напряжений в покровных образованиях качественно подтверждено данными натурных экспериментов, основанных на определении горизонтальных напряжений на различных гипсометрических уровнях от вершины до подошвы склона методом частичной разгрузки. Обоснованием применения этого метода служит тот факт, что при влажности до 15% грунты проявляют упругие, а при влажности до 25% – нелинейно-упругие свойства. Измерение напряжений на склоне проводили при естественной влажности грунтов 17–22%. Оценка горизонтальных напряжений в покровных образованиях была проведена на 34 оползневых участках, причем эксперименты проводили как на склонах с явными признаками оползневого процесса (просадки и закольные трещины в верхней части склона, сформировавшиеся оползневые тела), так и при их отсутствии. Замеры горизонтальных напряжений проводили на площадках в верхней, средней и нижней части склона. Всего на склоне изучено 9 площадок, по три на каждом уровне.

В результате проведенных экспериментов установлено, что на склонах крутизной 30–35° максимальные значения горизонтальных напряжений (σ_{1r} и σ_{2r}) имеют место на участках без признаков развития оползневого процесса. Таковые занимают верхние 2/3 длины склона. В зависимости от гранулометрического состава и естественной влажности грунтов здесь эти значения составляют: $\sigma_{1r}=(31,5-10,5)\cdot 10^{-2}$ МПа и $\sigma_{2r}=(18-6,8)\cdot 10^{-2}$ МПа по падению и простиранию склона соответственно. В основании же таких склонов горизонтальные напряжения в зависимости от состава грунта составили: $\sigma_{1r}=(10,5-7,3)\cdot 10^{-2}$ МПа и $\sigma_{2r}=(4,5-3,7)\cdot 10^{-2}$ МПа.

На склонах крутизной 20–25° максимальные значения горизонтальных напряжений зарегистрированы на вершине склона $\sigma_{1r}=(28,4-8,6)\cdot 10^{-2}$ МПа, $\sigma_{2r}=(14,3-5,4)\cdot 10^{-2}$ МПа и на расстоянии 1/2 длины склона от его вершины. На склонах крутизной 15° концентрация напряжений зарегистрирована только на вершине склона, горизонтальные напряжения на таких склонах по падению и простиранию соответственно составили: $\sigma_{1r}=(18,7-4,2)\cdot 10^{-2}$ МПа и $\sigma_{2r}=(8,7-2,6)\cdot 10^{-2}$ МПа.

Распределение горизонтальных напряжений в теле оползня отличается от напряженного состояния в покровных образованиях. Вокруг скважин на верхних площадках, размещенных в голове оползня, горизонтальные напряжения составляют $(10,2-4,3)\cdot 10^{-2}$ МПа, а в средней части и на нижних площадках они в 2–4 раза больше, чем в голове оползня. В результате комплексных исследований напряженного состояния покровных образований на горных склонах выявлено, что оно характеризуется наличием области концентрации напряжений в водораздельной части склона и изотропной области, являющейся его нижней границей. Линейные размеры области концентрации напряжений являются показателем степени оползневой опасности. При распространении этой области до 1/3 склона покровные образования на склоне – устойчивы. Если же линейные размеры этой области больше 1/2 длины склона, покровные образования находятся в состоянии предельного равновесия.

Установлено, что показателем оползневой опасности являются не абсолютные значения горизонтальных напряжений, а отношение этих величин, ориентированных по длине и простиранию склона. Если величины горизонтальных напряжений, действующих в направлении от вершины к подошве склона (σ_{1r}), больше в 1,2–1,5 раза напряжений, действующих по простиранию склона (σ_{2r}), то в покровных образованиях развивается оползневый процесс. Если величины горизонтальных напряжений, зарегистрированные на площадках в основании оползневого тела, превышают значения напряжений на верхних и средних площадках более чем в 4 раза, то это свидетельствует о подготовке оползня к основному смещению.

Нарушения геомеханической устойчивости покровных образований на горных склонах – процесс длительный и зависит от геологических условий региона, литологии, генезиса и свойств грунтов и пород коренной основы, а также от гидрогеологического режима и сейсмичности.

В литологическом отношении покровные образования представлены меловыми породами коренной основы, суглинками, супесями, гравием и галечником, прослеживаются глинистые прослои. Оценка устойчивости покровных образований следует проводить для каждой разновидности грунта, определяя границы литологических разностей пород. Теоретически принято считать,

что устойчивость обеспечивается при значениях коэффициента устойчивости $K_y=1$. Однако оползни нередко активизируются и при значениях $K_y>1$. Это объясняется тем, что расчет устойчивости производят по всей мощности покрова, выбирая в качестве поверхности скольжения контакт с коренными породами склона. Установлено, что при расчете устойчивости оползнеопасного склона следует ввести в значения коэффициента погрешность вычисления входящих в расчет прочностных характеристик, составляющих не менее 30%, ($K_y>1,3$), а для наиболее ответственных объектов (населенный пункт у подножия оползневого склона, крупный геотехнический объект) до 50%, т.е. принять значения $K_y>1,5$.

Оценка геомеханической устойчивости покровных отложений с учетом геологического строения позволяет установить, на каком горизонте наиболее вероятно первоначальное смещение и какой объем грунта перейдет в неустойчивое состояние, произойдет ли смещение оползневых масс с захватом нижележащих грунтов. Для оценки геомеханической устойчивости покровных образований на горных склонах с учетом изменения уровня грунтовых вод разработана методика прогноза активизации оползней. Ее сущность заключается в том, что в скважинах, пробуренных в водораздельной и средней частях склона и у его подножия, определяется уровень подземных вод. Длина скважины должна быть такой, чтобы ее забой был расположен ниже поверхности скольжения – контакта покровных отложений с коренными породами. Приращение уровня воды в скважине более чем на 0,3 м в сутки в течение 3–5 суток является признаком возможной активизации оползней в ближайшие 10–20 дней.

Локальная геомеханическая оценка устойчивости отдельно взятого склона базируется на региональной оценке и производится с учетом напряженного состояния и действия напорных грунтовых вод. Оценку оползневой опасности предлагается проводить по разработанной методике оперативной оценки геомеханического состояния по напряженному состоянию, сущность которой заключается в определении значений горизонтальных напряжений по разгрузочным скважинам на склоне и сравнении их на разных гипсометрических уровнях на склоне. При этом:

- равенство горизонтальных напряжений на всех гипсометрических уровнях соответствует устойчивому состоянию оползнеопасного склона;
- концентрация горизонтальных напряжений в средней части склона показывает, что оползень находится в стадии подготовки к активизации;
- зарегистрированные на нижней площадке горизонтальные напряжения, имеющие значения в 4 раза превышающие значения напряжений в средней части оползня, позволяют сделать заключение, что оползень находится в стадии подготовки к основному смещению.

Наличие водоносных горизонтов в толще пород приводит к снижению их прочности. В зонах водоносных тектонических разломов грунтовые воды, как правило, напорные, что приводит к развиту гидростатического давления в покровных образованиях.

По результатам многолетних наблюдений за проявлением и активизацией оползней выявлены региональные и локальные признаки оползневой опасности горных склонов с покровными образованиями и определена нижняя граница их значений, при которых склон становится оползнеопасным. Установленные признаки оползневой опасности горных склонов с покровными образованиями, характерные для сейсмоактивных горно-складчатых областей исследуемого региона, приведены в таблице IV.2.1.

Для определения стадии развития оползневого процесса введены понятия “степень оползневой опасности” и “категория степени оползневой опасности”, согласно которым склоны по степени оползневой опасности разделены на склоны повышенной оползневой опасности, оползнеопасные, потенциально оползнеопасные и оползнебезопасные. Категории степени оползневой опасности горных склонов приведены в таблице IV.2.2.

На основании анализа результатов комплексных исследований по оценке геомеханической устойчивости оползнеопасных склонов, выявленных региональных и локальных признаков оползневой опасности и категорий степени оползневой опасности обоснованы и разработаны методи-

Таблица IV.2.1

Признаки оползневой опасности горных склонов с покровными образованиями

РЕГИОНАЛЬНЫЕ					
Геологические	Геоморфологические	Тектонические	Современные тектонические движения	Климатические	Сейсмические
Распространение мезо-кайнозойских пород. Коренные породы преимущественно мелового возраста, перекрытые чехлом покровных образований четвертичного возраста мощностью больше 5 м	Оползни распространены в низких предгорьях на высотах 1000–2500 м над ур. м. Экспозиция склона север-северо-восток, северо-запад. Крутизна склона 15–35°	Краевой разлом, горст, крылья складок, водоносный разлом	Горизонтальные смещения земной поверхности до 15 мм/год и более	Количество осадков > 500 мм/год. Резкие сезонные и суточные колебания температуры	Землетрясения силой более 7 баллов, или более 3 баллов с повторяемостью 5–6 раз в месяц

ЛОКАЛЬНЫЕ					
Наличие следов палеооползней	Метеорологические	Гидрогеологические	Свойства покровных образований	Напряженное состояние покровных образований на склонах	Антропогенное воздействие
До 70% оползней образуется на теле древних оползней	Выпадение осадков в течение более 10 дней с общим количеством более 500 мм. Медленное снеготаяние	Высокое состояние грунтовых вод. Поднятие грунтовых вод на 30–40 см в сутки в течение 6–7 дней	Наличие в составе грунта глинистой фракции (30–50%). Влажность грунта более 25%	Горизонтальные напряжения по падению склона в 1,5–2 раза больше, чем по его простиранию, и в основании склона они превышают напряжения в его средней и верхней частях более чем в 4 раза	Линейные ирригационные сооружения, отвалы и хвостохранилища на склонах. Подземные и открытые горные выработки

ческие основы комплексной оценки степени оползневой опасности горных склонов с покровными образованиями. Разработанные методические основы состоят из четырех блоков исследований:

1. Устанавливается интенсивность проявления оползней в текущем году согласно установленной периодичности активизации оползней, землетрясений, подъема уровня грунтовых вод и количества атмосферных осадков.

2. Выявляются региональные и локальные признаки оползневой опасности, на основе инженерно-геологического обследования оползневого участка.

3. Устанавливаются геомеханические параметры склона, включающие определение водно-физических и механических свойств покровных образований, величин и направлений действия горизонтальных напряжений.

4. Оценивается геомеханическая устойчивость склонов на основе установленных особенностей геологического строения, напряженного состояния, сейсмичности, поднятия уровня грунтовых вод, соотношения величины горизонтальных напряжений на различных гипсометрических уровнях склона, действия напорных вод.

Таблица IV.2.2

Категории степени оползневой опасности горных склонов

Категория оползневой опасности	Степень опасности	Признаки
Первая	Склоны повышенной оползневой опасности	На поверхности склона зарегистрированы закольные трещины, имеющие вертикальную и горизонтальную составляющие. Горизонтальные напряжения по створу превышают соответствующие напряжения вкрест створа, а максимальные их значения приурочены к нижней части склона и превышают в 4–4,5 раза напряжения в верхней и средней частях
Вторая	Склон оползнеопасный	На поверхности склона выявлены закольные трещины с горизонтальным раскрытием. Максимальные значения горизонтальных напряжений зарегистрированы в средней части склона, а горизонтальные напряжения вдоль склона меньше напряжений по его падению
Третья	Склон потенциально опасный	На поверхности склона отсутствуют закольные трещины. Область концентрации напряжений составляет более половины длины склона
Четвертая	Склон оползнебезопасный	На поверхности склона отсутствуют закольные трещины. Линейные размеры зоны концентрации напряжений не превышают 1/3 длины склона.

IV.3. ВАРИАЦИИ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПОД ВЛИЯНИЕМ ИЗМЕНЕНИЙ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМАЦИОННОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Как известно, режим подземных вод зависит от многих факторов: количества атмосферных осадков, расходов рек, температуры воздуха, восходящего подтока глубинных вод, подземного притока с вышележащих участков и т.д. В этом ряду важными факторами являются также гидрогеологические свойства и напряженное состояние геологической среды, в значительной мере определяющие гидродинамические условия. Таким образом, имеются основания для решения не только прямой, но и обратной задачи, состоящей в оценке вариаций напряженно-деформированного состояния среды на основе вариаций режима и состава подземных вод.

Сейсмический режим также является отражением напряженного состояния горных пород, т.е. существуют предпосылки для выявления корреляционных связей между режимом подземных вод и сейсмичностью. Для выявления этих связей нами были применены методы периодограммного анализа и разностных интегральных кривых, широко используемые в гидрогеологии для изучения периодичности во временных рядах и прогноза изменения различных параметров подземных вод [Коноплянцев, 1967]. Эти методы были применены для анализа среднемесячных значений уровня грунтовых вод, расходов родников, и временных рядов, характеризующих выделение сейсмической энергии. Для учета влияния режимобразующих параметров (атмосферных осадков, температуры воздуха, расходов рек) они также были обработаны методами периодограммного анализа и разностных интегральных кривых. При анализе использованы данные режимной гидрогеологической сети ПО “Киргизгеология”, сейсмологические данные Института сейсмологии АН Киргизской Республики, а также гидрометеорологические данные “Киргизгидрометцентра”.

Совместный анализ сейсмических и гидрогеологических данных позволил выделить гидрогеологические пункты, в режиме которых наблюдается корреляционная связь с сейсмическими событиями энергетического класса KD11: родники 207, 228, 149, находящиеся в пределах гидрогеологи-

ческого массива (северный склон Кыргызского хребта); родник 104 и колодец 58 – в переходной части Чуйского бассейна; скважины 1154, 1155, 1156, расположенные в Байтыкской впадине, которая разделяет низкие и высокие предгорья Кыргызского хребта (рис. IV.3.1).

Ниже рассматриваются особенности взаимосвязи сейсмического и гидрогеологического режимов Бишкекского полигона. Предшествующими сейсмологическими исследованиями установлено, что для данной территории сейсмический фон представлен землетрясениями энергетических классов $K=6-8$; землетрясения с $K=9-10$ происходят довольно редко, а относительно сильными сейсмическими событиями являются землетрясения с $KD11$ [Опыт ..., 1975]. Рассмотрим два периода сейсмической активизации 1971–1974 г.г. и 1988–1990 гг., во время которых в пределах Бишкекского полигона произошла серия землетрясений с $K=11-13$. Сильные сейсмические события этих двух периодов приурочены к одному и тому же блоку, но различаются по временному распределению: в 1971–1974 годах вначале произошли землетрясения в зоне сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта, и завершился этот период активизации Кочкорским землетрясением (02.07.1974 г., $K=12,7$), пространственно приуроченным к юго-восточной части зоны межглыбовового разлома (см. рис. IV.3.1). Второй период активизации (1988–1990 гг.), напротив, начался серией Кочкорских землетрясений в марте-апреле 1988 года, а затем произошли сильные землетрясения в предгорьях Кыргызского хребта и в зоне его сочленения с Чуйской впадиной. Таким образом, мы имеем дело как бы с противоположно направленным ходом сейсмических процессов. В связи с этим интересно рассмотреть характер пространственно-временного распределения слабых землетрясений и особенности гидрогеологического режима в эти периоды.

Как отмечалось ранее [Ильясов, Кригер, 1978], максимальное количество гипоцентров слабых землетрясений на Бишкекском прогностическом полигоне наблюдается на глубине 10 км. На рисунке IV.3.2 представлен характер распределения гипоцентров по глубине в целом для Бишкекского полигона и отдельно для Южной зоны, где происходила активизация сейсмического режима в вышеуказанные периоды. В течение всего периода детальных сейсмологических наблюдений, которые на Бишкекском полигоне ведутся с июля 1967 года, отмеченная закономерность распределения по глубинам очагов слабых землетрясений устойчиво сохраняется: максимальное количество очагов землетрясений (N) приурочено к глубине 10 км в течение всего рассматриваемого периода (1967–1990 гг.) и в периоды активизации (1971–74 гг. и 1988–90 гг.). Но, если рассматривать от-

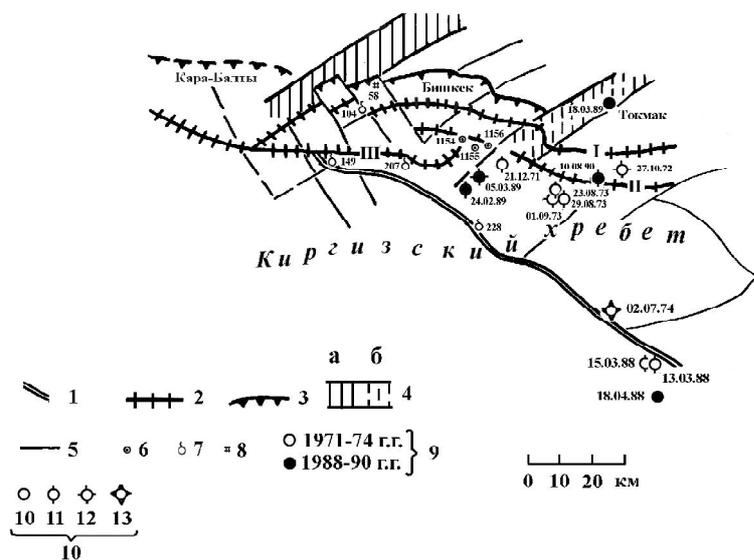


Рис. IV.3.1. Тектоническая схема Бишкекского полигона

Составила О.М. Лесик с использованием данных В.И. Кнауфа и О.К. Чедии [Опыт..., 1975].

1 – межглыбовый разлом; 2 – новейшие краевые разломы: I – Иссykатинский, II – Шамсинско-Тюндюкский, III – Чонкурчакский; 3 – Центральнo-Чуйская флексуpно-разрывная зона; 4 – диагональные структуры: а – Беловодско-Чумышская, б – Юрьевско-Токмакская; 5 – тектонические нарушения более высоких порядков; 6–8 – пункты гидрогеологических наблюдений: 6 – скважины, 7 – родники, 8 – колодцы; 9 – эпицентры землетрясений различных периодов; 10 – эпицентры землетрясений различных энергетических классов

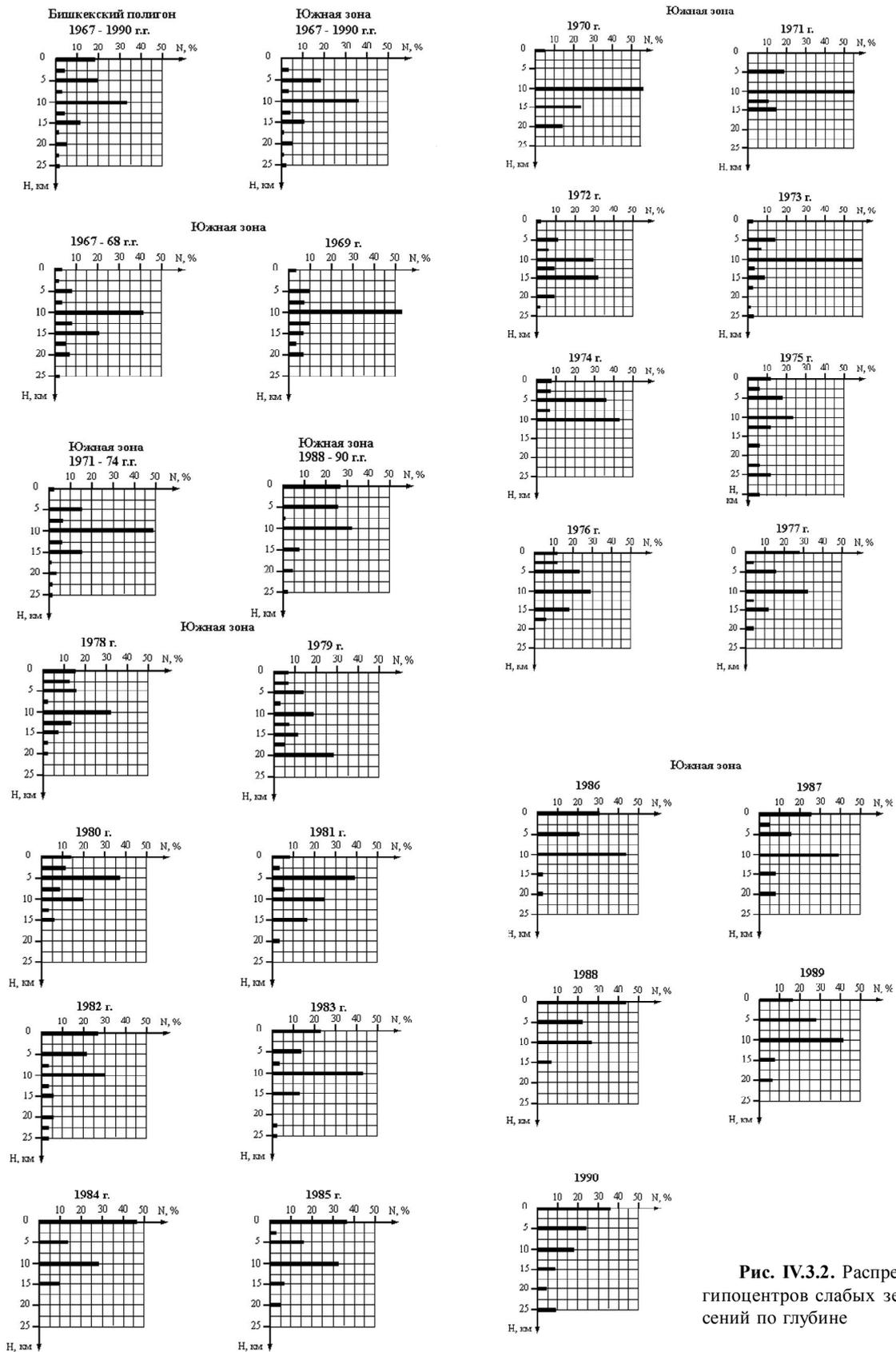


Рис. IV.3.2. Распределение гипоцентров слабых землетрясений по глубине

дельные периоды активизации и периоды их подготовки по годам, мы увидим иную картину (см. рис. IV.3.2).

Перед началом активизации в течение трех лет (1967–1970 гг.) наблюдается заглубление гипоцентров слабых землетрясений: основная масса очагов сосредоточена на глубине 10 – 20 км. В период активизации постепенно процесс разрядки тектонических напряжений перемещается выше и к концу периода (в 1974 г.) очаги землетрясений сосредотачиваются в приповерхностных слоях (0–10 км). В последующий период, с 1975 по 1979 гг., максимальное количество очагов приурочено к глубине 10 км. В 1980–81 гг. максимальное количество слабых землетрясений произошло на глубине 5 км, а в 1982–83 гг. максимум вновь смещается на глубину 10 км.

С 1984 года (впервые за весь период детальных сейсмологических наблюдений) максимальное количество слабых землетрясений происходит в приповерхностном слое ($H \sim 0$ км). Эта особенность в сейсмическом режиме Бишкекского полигона сохраняется в течение всего второго периода сейсмической активности (1988–1990 гг.). То есть, в этот период разгрузка тектонических напряжений (в виде слабых сейсмических событий) происходит в верхней части сейсмоактивного слоя ($H=0-10$ км).

Таким образом, в режиме двух рассматриваемых периодов активизации наблюдаются различные тенденции: перед первым периодом слабые сейсмические события сосредоточены в слое 10–20 км, а перед вторым – в приповерхностном слое (0–10 км).

Рассмотрим особенности гидрогеологического режима в периоды сейсмической активизации на пунктах, в режиме которых выявлена связь с сейсмичностью. Родники 149 и 228 расположены в пределах гидрогеологического массива высоких предгорий Киргизского хребта, в зоне межглыбового разлома, к юго-восточной части которого приурочены Кочкорские землетрясения. Тип режима у этих родников – гидрогеологический, режимные наблюдения проводились: на роднике 149 – с 1971 года до апреля 1992 года; на роднике 228 – с 1971 года до ноября 1994 года. Характерной особенностью режима этих родников является резкое увеличение дебита (в 1,5–2 раза) в периоды сейсмической активизации: это четко прослеживается на графике среднегодовых значений дебитов (рис. IV.3.3а). Кроме того, в режиме родника 149 отмечаются периоды с выраженными внутригодовыми сезонными вариациями дебита и периоды отсутствия сезонных вариаций (в течение нескольких лет), когда график дебитов имеет пилообразный вид (рис. IV.3.3б). Это, по-видимому, обусловлено напряженным состоянием горных пород в зоне межглыбового разлома: открытием или закрытием трещин в области питания. В период сейсмической активизации 1971–74 гг. в режиме родника 149 (на фоне увеличенного дебита) присутствуют сезонные вариации дебита, исчезающие после Кочкорского землетрясения 02.07.1974 г. Противоположная картина наблюдается в период активизации 1988–1990 гг.: на фоне высокого дебита сезонные вариации отсутствуют. Таким образом, гидрогеологический режим родника 149 во время рассматриваемых периодов активизации имеет, подобно сейсмическому режиму, противоположный характер.

В целом, прослеживается отчетливая связь между сейсмическим и гидрогеологическим режимами, обусловленная общим тектоническим процессом. По-видимому, режим родников 149 и 228 характеризует процессы накопления и разрядки тектонических напряжений в зоне межглыбового разлома, но проявлений короткопериодных предвестниковых аномалий по этим пунктам не обнаружено.

Среднесрочные гидрогеологические предвестники выявлены по роднику 207, колодцу 58, скважинам 1154, 1155 и 1156. Перед Юрьевским землетрясением 01.09.1973 г. гидрогеологические предвестники наблюдались по родникам 104, 207 и колодцу 58 (рис. IV.3.4).

Характерной особенностью Юрьевского землетрясения является наличие форшокового и афтершокового процессов. Форшоки этого события зарегистрированы с 23.08.1973 г., когда произошло два землетрясения с $K=11$ и $K=10,4$; затем, вплоть до основного события, разрядка тектонических напряжений происходит в виде слабых землетрясений с $K=6-8$. Всего произошло 15 форшоков. Основное количество афтершоков, в виде слабых землетрясений ($K=6-8$) зарегистрировано до 16 сентября 1973 г.

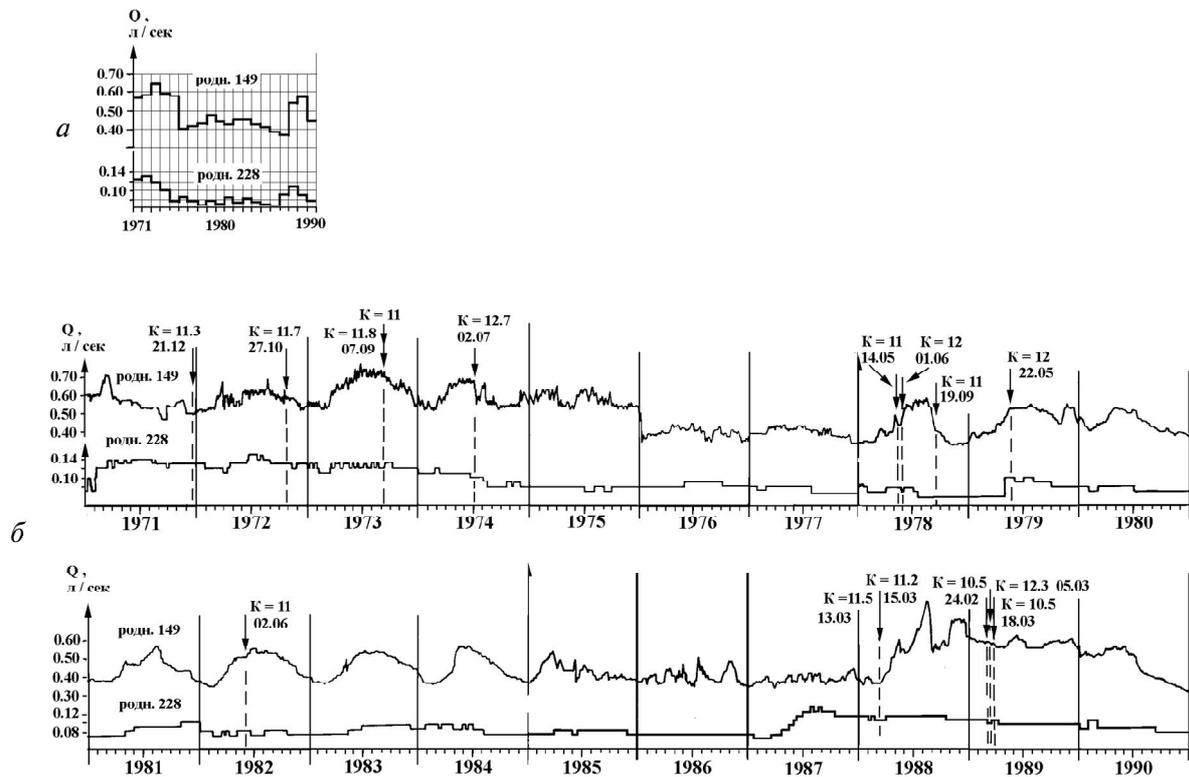


Рис. IV.3.3. Графики режима подземных вод в зоне межглыбового разлома
а – среднегодовые значения; б – измеренные значения

Вышеуказанные гидрогеологические пункты расположены в различных зонах: родник 207 – в пределах гидрогеологического массива, в зоне открытой трещиноватости коры выветривания; колодец 58 – в зоне поглощения поверхностных и формирования подземных вод. Несмотря на различное местоположение этих пунктов, гидрогеологическая аномалия проявилась синхронно в период с 19 по 28 июня, то есть, за 2 месяца до первого форшока и за два с половиной месяца до основного толчка Юрьевского землетрясения 01.09.1973 г. Таким образом, в данном случае гидрогеологическая аномалия предшествует форшоковой стадии землетрясения (разрывным деформациям в очаге будущего землетрясения) и является среднесрочным предвестником землетрясения.

Описываемые гидрогеологические пункты находятся на расстоянии 50–65 км от эпицентра землетрясения. Как показывает анализ гидрогеологических аномалий перед различными сейсмическими событиями, наличие предвестника и его амплитуда в большей степени зависят не от удаленности пункта наблюдения от эпицентральной зоны, а от структурно-тектонического местоположения данного пункта и очага землетрясения и, вероятно, от характера разрядки тектонических напряжений. Так, например, в гидрогеологическом режиме колодца 58 прослеживаются предвестниковые аномалии, сопоставимые по амплитуде, форме и длительности, перед Юрьевскими землетрясениями 12.03.1947 г. и 01.09.1973 г. (рис. IV.3.5), произошедшими в одном и том же блоке. К сожалению, в 1947 г. не существовало детальной сейсмологической сети, поэтому нет возможности проанализировать форшоковый и афтершоковый процессы Юрьевского землетрясения 1947 г. Но, подобно землетрясению 1973 г., гидрогеологическая аномалия также проявилась за два с половиной месяца до основного толчка.

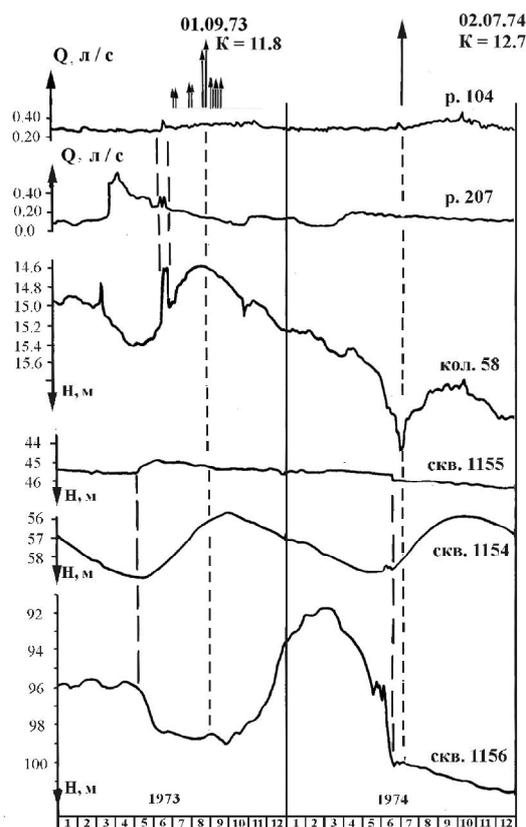


Рис. IV.3.4. Изменение дебита (Q) и уровня (H) подземных вод в периоды подготовки Юрьевского (01.09.1973 г.) и Кочкорского (02.07.1974 г.) землетрясений

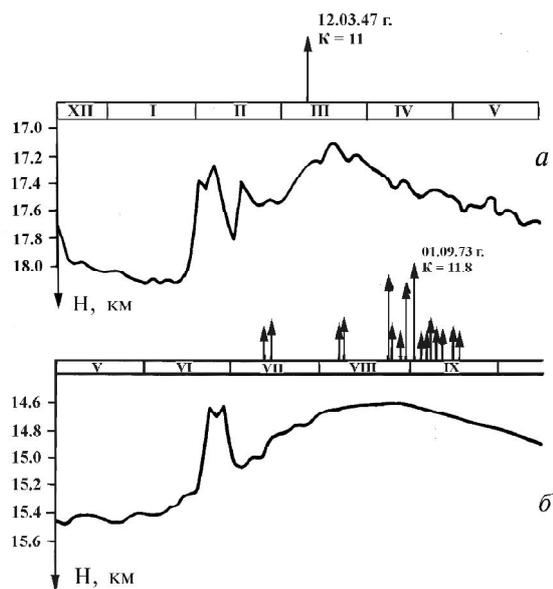


Рис. IV.3.5. Изменения уровня грунтовых вод по колодцу 58 перед Юрьевскими землетрясениями 1947 г. (а) и 1973 г. (б)

Рассмотрим особенности гидрогеологического режима на скважинах 1154, 1155 и 1156, расположенных в пределах южной части Чуйского гидрогеологического бассейна, перед Юрьевским землетрясением 01.09.1973 г. и Кочкорским землетрясением 02.07.1974 г. (см. рис. IV.3.4).

По скважине 1155 наблюдается резкий подъем уровня грунтовых вод (УГВ) с мая 1973 г. (т.е. за 3 мес. до сейсмического события), он достиг максимума во второй половине июня, когда проявились аномалии на родниках 104, 207 и кол. 58. Высокое стояние УГВ в скважине 1155 наблюдается вплоть до 19 июня 1974 г., когда происходит скачкообразное заглубление УГВ перед Кочкорским землетрясением 02.07.1974 г. Таким образом, весь период от форшоков Юрьевского землетрясения 1973 г. до Кочкорского землетрясений 1974 г. в режиме скважины 1155 проявился в виде единой гидрогеологической аномалии.

По скважине 1154 перед Юрьевским землетрясением не отмечено изменений в режиме подземных вод; а перед Кочкорским землетрясением на фоне сезонных вариаций, обусловленных расходом р. Аламедин, с 4 по 19 июня 1974 г. наблюдается аномальный подъем УГВ.

Наиболее отчетливо связь гидрогеологического и сейсмического режимов проявилась на скважине 1156. В мае 1973 г., синхронно со скважиной 1155, происходит резкое заглубление УГВ, который выполаживается в момент проявления среднесрочных предвестниковых аномалий Юрьевского землетрясения на роднике 207 и колодце 58. Глубокое положение УГВ наблюдается в течение

всего афтершокового процесса. Затем до марта 1974 г. происходит длительный подъем УГВ и вновь – длительное заглубление, на фоне которого проявилась предвестниковая аномалия сложной формы. Она имеет форму двойного максимума: резкий подъем УГВ отмечается с 19 мая, затем 4 июня (синхронно со скважиной 1154) – заглубление УГВ, вновь – подъем и резкий спад – 19 июня. В целом, гидрогеологические аномалии по скважинам 1154, 1155 и 1156 завершились в одно и то же время: 19-го июня, за 12 дней до Кочкорского землетрясения 02.07.1974 г., т.е. они являются среднесрочными предвестниками землетрясения.

Перед серией Кочкорских землетрясений 1988 г. гидрогеологические предвестники по данной группе скважин не зарегистрированы, отмечаются лишь общие изменения в режиме подземных вод. По скважине 1155 с июля по декабрь 1987 г. происходил подъем УГВ (перепад составил 2,7 м), который затем постепенно стал заглубляться. По скважине 1156 длительный подъем УГВ начался с октября 1986 г. и продолжался вплоть до Кочкорского землетрясения 13 марта 1988 г. (перепад составил 9,28 м), после этого сейсмического события УГВ стал заглубляться.

Рассматривая, в целом, во временной последовательности особенности сейсмического и гидрогеологического режимов в период активизации 1988–1990 г.г., можно отметить следующее. Начиная с 1984 г. наблюдаются изменения в характере распределения слабой сейсмичности по глубине: появляется множество землетрясений с глубиной очага $H=0$, т.е. происходит разрядка тектонических напряжений в приповерхностных слоях (см. рис. IV.3.2). В 1985 г. в режиме родника 149, расположенного в северо-западной части межглыбового разлома, исчезает сезонная составляющая, что свидетельствует о резком изменении гидродинамических условий в области питания этого родника см. рис. IV.3.3). В 1986 г. изменение гидродинамических условий наблюдается в южной части Чуйского бассейна: с октября начался длительный подъем УГВ в скважине 1156 (см. рис. IV.3.4). В 1987 г. гидродинамическая аномалия достигла верховьев р. Иссык-Ата: резко увеличился дебит родника 228; в южной части Чуйского бассейна в этот период наблюдается резкий подъем УГВ в скважине 1155 и возрастание скорости подъема УГВ в скважине 1156.

Таким образом, процессы подготовки сильных сейсмических событий 1988–1990 гг. проявились в сейсмическом режиме за четыре года, а в гидрогеологическом режиме – за три года до этих событий.

Разная реакция режима подземных вод на Кочкорские землетрясения 1974 и 1988 г.г. обусловлена, вероятно, различным характером подготовки землетрясений в эти периоды активизации, а также различным механизмом очага землетрясений. Приуроченность Кочкорских землетрясений к конечной (02.07.1974 г.) и начальной (13.03., 15.03. и 18.04.1988 г.) стадиям периодов активизации вызвала естественное желание проанализировать характер процессов в очагах этих сейсмических событий. Ниже приводятся диаграммы направленности и механизмы очагов Кочкорских землетрясений, определенные З.А. Кальметьевой [Кальметьева и др., 1991].

1-й толчок. 2 июля 1974 г., $\varphi=42^{\circ}13'$, $\lambda=75^{\circ}21'$, $K=12,7$, $H=14$ км, $V_p=6,05$ км/с, $V_s=3,55$ км/с, $A_s/A_p=7,2$, $T_s/T_p=1,26$. Распределение знаков первых вступлений продольных волн - квадрантное, линии смены знаков расположены в азимутах 58° и 113° , при этом для подвижки в азимуте 58° должен реализоваться левосторонний сдвиг, а в азимуте 113° – правосторонний.

2-й толчок. 13 марта 1988 г. $\varphi=42^{\circ}06,5'$, $\lambda=75^{\circ}27'$, $K=11,5$, $H=10$ км, $V_p=6,0$ км/с, $V_s=3,45$ км/с, $A_s/A_p=3,2$. Отношение периодов продольных и поперечных волн определить не удалось. Форма начальной части записи продольной волны позволяет допускать наличие двух волновых цугов, что подтверждается видом диаграммы направленности излучения (рис. IV.3.6). Время нарастания амплитуды мало варьирует с изменением азимута на сейсмическую станцию, что свидетельствует, вероятно, об изометричной форме очаговой области. Наиболее отчетливо раннее вступление максимальной фазы прослеживается в азимутах $250-300^{\circ}$. Для этого землетрясения наблюдается только одна линия смены знаков первого смещения в очаге – она имеет азимут $\sim 280^{\circ}$. Волна разрежения из очага распространяется к северо-востоку от этой линии, а к югу – волна сжатия.

3-й толчок. 15 марта 1988 г. $\varphi=42^{\circ}05,5'$, $\lambda=75^{\circ}26'$, $K=11,2$, $H=9$ км, $V_p=5,9$ км/с, $V_s=3,45$ км/с, $A_s/A_p=3,5$, $T_s/T_p=1,2$. Запись начальной части продольной волны более простая, чем у предыдущее-

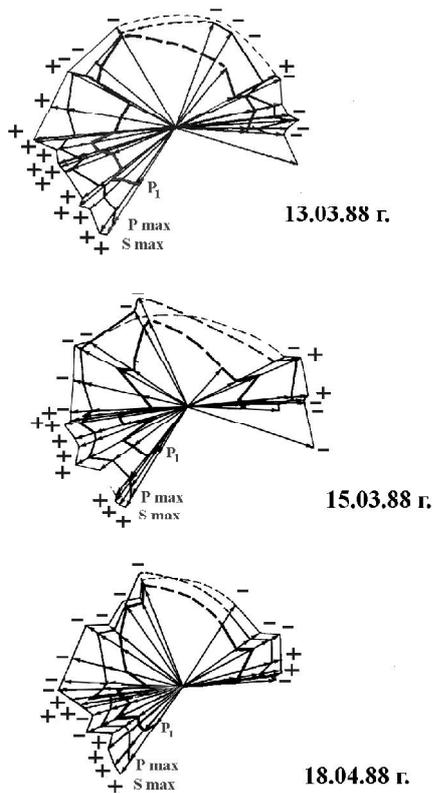


Рис. IV.3.6. Диаграммы направленности излучения первого вступления продольной волны (P_1), максимальных фаз волн P и S (P_{\max} и S_{\max}), а также распределение знаков первых смещений Кочкорских землетрясений (по З.А. Кальметьевой)

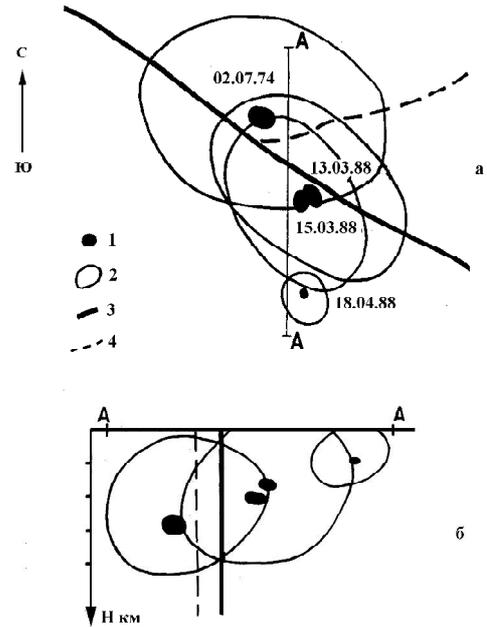


Рис. IV.3.7. Очаги Кочкорских землетрясений (по З.А. Кальметьевой)
а – в плане, б – в разрезе. 1 – области разрывных нарушений; 2 – области излучения; 3 – межглыбовый разлом; 4 – тектоническое нарушение более высокого порядка

го толчка. Линия смены знаков первых смещений – одна, ее простирание $\sim 265^\circ$. Направление максимального излучения – 330° . Как и в предыдущем толчке, к северу распространялась волна растяжения, к югу – сжатия.

4-й толчок. 18 апреля 1988 г., $\varphi=41^\circ 58'$, $\lambda=75^\circ 26'$, $K=10,5$, $H=4$ км, $V_p=5,75$ км/с, $V_s=3,35$ км/с, $A_s/A_p=4,4$, $T_s/T_p=1,39$. Характеристики излучения этого толчка такие же, как у предыдущего. Максимальное излучение в азимуте 340° проявляется очень отчетливо.

Расположение в пространстве описываемых четырех сейсмических событий (рис. IV.3.7) позволяет допустить, что они связаны между собой. Каждое последующее событие возникало на границе области излучения предыдущего толчка, кроме землетрясения 15 марта. В целом все четыре землетрясения наметили плоскость подвижки, падающую с юга на север.

Вышеприведенные данные позволяют судить о характере процессов в очагах этих сейсмических событий. Отчетливое деление знаков первых смещений и высокое значение отношения периодов продольных и поперечных волн, а также скоростей распространения разрывов, позволяет уверенно отнести все рассмотренные сейсмические события к подвижкам в плоскости межглыбового разлома. Различия состоят в следующем. Во время Кочкорского землетрясения 2 июля 1974 г. произошла горизонтальная подвижка в близвертикальной плоскости с очень незначительной компонентой смещения по вертикали, т. е. реализовался сдвиг в плоскости межглыбового разлома. Толчки 1988 года, напротив, происходили в виде подвижек в вертикальном направлении с очень

незначительной компонентой горизонтального смещения: произошел взброс в плоскости межглыбового разлома. Наиболее сложным из них было землетрясение 13 марта 1988 г. Наряду со смещением в плоскости субширотного простирания, по-видимому, произошли также некоторые подвижки в северо-восточном направлении. Довольно низкое значение скорости распространения разрыва для этого события свидетельствует об относительной затрудненности этой подвижки. Сейсмические события 15 марта и 18 апреля представляют собой простые подвижки с максимальным излучением в северо-западном направлении (см. рис. IV.3.6).

Таким образом, на примере Кочкорских землетрясений 1974 и 1988 гг. мы видим, что среднесрочные гидрогеологические предвестники проявились в процессе подготовки землетрясения сдвигового типа. Подготовка землетрясения взбросового типа вызвала общие изменения в гидрогеологическом режиме, без проявления предвестниковых аномалий.

Гидрогеологические аномалии, выраженные в виде увеличения дебитов по родникам 149 и 228 в периоды сейсмической активизации и обусловленные изменением гидродинамических условий, представляют интерес как долгосрочные предвестники сейсмической активности.

IV.4. ВАРИАЦИИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Сложившаяся на территории Киргизского Тянь-Шаня сеть гидрогеохимических и гидродинамических станций, наличие обсерватории Ала-Арча, где проводятся наклонно-деформационные измерения, сеть сейсмических станций позволяют проследить влияние геодинамических процессов на различные параметры подземных вод. Гидрогеохимические (ГГХ), гидрогеодинамические (ГГД), а также геомагнитные наблюдения осуществляются партией геодинамического мониторинга Опытной-методической сейсмологической экспедиции НАН Киргизстана в пределах Бишкекского, Иссык-кульского и Ошского (Южного) прогностических полигонов с целью накопления длительных рядов наблюдений за вариациями параметров подземных вод на стационарных пунктах для определения связи этих вариаций с периодами геодинамической активизации и сильными землетрясениями на контролируемых территориях.

Полевые режимные наблюдения сейчас проводятся на сети, состоящей из 7 гидрогеохимических, 2-х гидрогеодинамических, 7 магнитометрических станций и 1 термометрического пункта наблюдений. По территориальному расположению станции Аламедин АЛМ (скв. 915 и 909), Иссык-Ата ISA (скв. 3к и 6к) и ГГД станция 4-я Горбольница находятся в Чуйской впадине и ее горном обрамлении, станции Кара-Ой или Долинка DOL, Ананьево ANV, Пржевальск PRJ, Джеты-Огуз JTO (скв.6 и 20) и Каджи-Сай - в Иссыккульской впадине, станции Джалал-Абад JLA(скв. 3 и 5) и Гульча GUL – в горном обрамлении Ферганской впадины.

На сети режимных ГГХ и ГГД станций проводятся наблюдения за следующими параметрами: дебит воды, давление и температура воды в скважине, температура воздуха, атмосферное давление, газовый фактор, уровень воды в неизливающих скважинах, водородный показатель (pH), концентрация ионов карбоната (CO_3^-), гидрокарбоната (HCO_3^-), кальция (Ca^{++}), магния (Mg^{++}), хлора (Cl), концентрации газовых составляющих воды – He, CO_2 , O_2 , N_2 , CH_4 . Набор определяемых параметров обусловлен составом (типом) вод и химико-аналитическими возможностями конкретной станции. На графиках (рис. IV.4.1) представлены временные вариации ионно-солевого состава в мг/л за 1988–2002 гг. гелия He – в объемных процентах (% об.) и pH – безразмерная величина.

Общая методика режимных гидрогеохимических и гидродинамических наблюдений состояла в одновременном отборе проб воды и газа, в проведении необходимых измерений дебита, уровня и температуры воды и в выполнении лабораторных анализов. Гидрогеохимические параметры определялись ежедневно объемными и потенциометрическими методами в соответствии с инст-

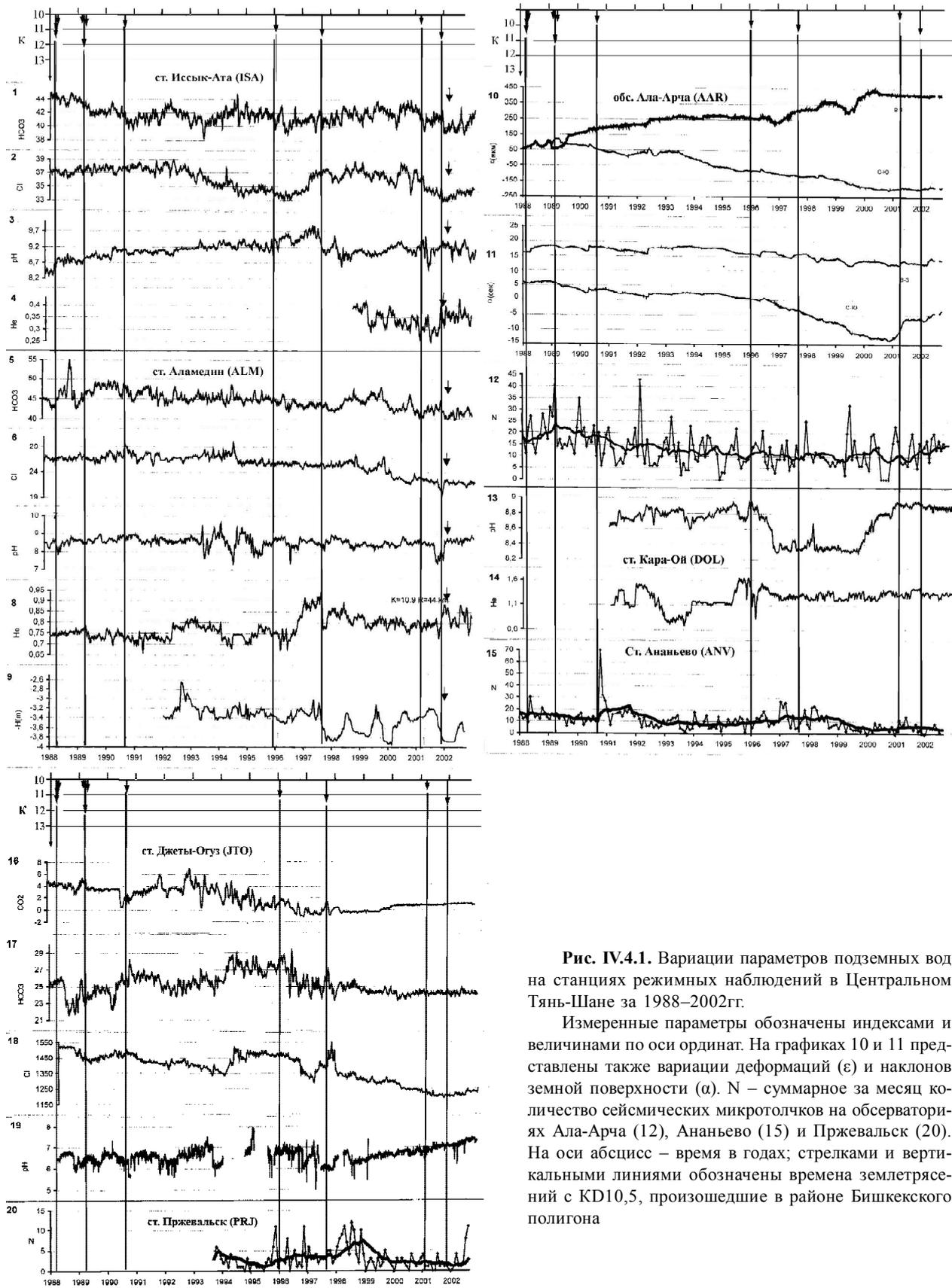


Рис. IV.4.1. Вариации параметров подземных вод на станциях режимных наблюдений в Центральном Тянь-Шане за 1988–2002гг.

Измеренные параметры обозначены индексами и величинами по оси ординат. На графиках 10 и 11 представлены также вариации деформаций (ϵ) и наклонов земной поверхности (α). N – суммарное за месяц количество сейсмических микротолчков на обсерваториях Ала-Арча (12), Ананьево (15) и Пржевальск (20). На оси абсцисс – время в годах; стрелками и вертикальными линиями обозначены времена землетрясений с $KD10,5$, произошедшие в районе Бишкекского полигона

ружками и методическими руководствами [Резников и др., 1970; Методические..., 1980; Султанходжаев, Зиган, 1980]. Газовые параметры определялись также ежедневно хроматографическим методом с использованием хроматографов ЛХМ-8МД, а также гелиометрическим методом на магниторазрядном индикаторе ИНГЕМ-1. В случае появления аномальных изменений количество определений увеличивалось до 2–3-х раз в сутки.

Анализы выполнялись в соответствии с рекомендациями [Султанходжаев, Зиган, 1980; Методические..., 1981; Яницкий, 1979]. Полученные результаты передавались по радию или телефону на центральную сейсмостанцию Бишкек для обработки. Здесь совместно с группой контроля качества анализов проводилась оценка полевого материала и подготовка его для введения в компьютерный банк данных.

В связи с тем, что вариации различных параметров носят явный характер, временные ряды практически не подвергались математической обработке, за исключением геохимических рядов, которые для наглядности были сглажены окном в 14 дней с шагом 1 день.

Погрешности измеряемых параметров и определяемых компонентов не выходят за пределы допустимых норм, определенных методикой, и составляют:

дебит (объемный метод) – $\pm 1-2\%$; давление в скважине (образцовые манометры) – $\pm 0,15\%$; газовый фактор (объемный метод) – $\pm 5\%$; гелий (хроматограф ЛХМ-8МД) – $\pm 5\%$; метан – $\pm 5\%$; HCO_3 – $\pm 5\%$; Cl – $\pm 0,5-2\%$; Mg – $\pm 1-2,5\%$; Ca – $\pm 0,5-2,5\%$; рН – до $\pm 2\%$; уровень вод – $\pm 0,5\%$.

Гидрогеохимические наблюдения в Киргизстане ведутся с 1979 г. В компьютерный банк данных пока занесен материал лишь с 1988 г. Используемые здесь геодинамические данные являются результатом анализа непрерывных измерений, ведущихся в сейсмогеофизической обсерватории Ала-Арча с 1986 г. Обсерватория расположена на северном склоне Киргизского хребта в 32 км от гор. Бишкек. Рассматриваемый район расположен в описанной выше зоне сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта. Наблюдения ведутся в зоне Чонкурчакского разлома, в висячем его крыле. Наблюдения за движениями земной поверхности ведутся в специальной штольне, где измеряются деформации, наклоны и линейные перемещения. Чувствительность измерений составляет соответственно 0,01 мкм/мм на базе 30 м, $5 \cdot 10^3$ мм/'' и 20 нм.

Для геодинамической интерпретации измеренных газо- и гидрогеохимических вариаций были использованы сейсмологические данные об относительно сильных сейсмических событиях: с KD10,5, происшедших в пределах Южной сейсмогенной зоны Бишкекского полигона в период 1988–2002 гг. (см. рис. IV.4.1). Подробно сейсмические события периода 1988–1990 гг. описаны в предшествующей главе. Сейсмические события 1996–2002 гг., приведенные на графике, произошли в зоне сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта.

Деформационные процессы этого периода, согласно данным обсерватории Ала-Арча, в целом, характеризуются растяжением в широтном направлении и сжатием в меридиональном направлении (см.рис. IV.4.1). На фоне этих общих тенденций, отмечаются периоды с резким изменением знака и скорости деформации. В эти периоды происходят относительно сильные сейсмические события в зоне сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта. В 2000-2001 г. процессы деформации по направлению В–З и С–Ю останавливаются, и в 2002 г. наблюдается тенденция к смене знака деформации по направлению С–Ю.

Графики наклонов (см. рис. IV.4.1) по направлению В–З и С–Ю имеют общую тенденцию уменьшения наклонов в период 1988–2000 гг., но в меридиональном направлении с 1996 г. наблюдается резкое изменение скорости наклона. В 2001 г. изменяется знак наклона по меридиональному направлению, в широтном направлении эти вариации менее выражены. В периоды изменения скоростей наклонов происходят землетрясения с KD10,5 в зоне сочленения Чуйской впадины с Киргизским хребтом.

Особенности геодинамического процесса, показанные на графиках деформации и наклонов, более или менее явно прослеживаются практически по всем наблюдаемым параметрам. Изменениям в геодинамическом процессе соответствуют изменения различного характера на графиках содержаний химических элементов. Причем, различные параметры реагируют с некоторым смеще-

нием во времени и различным образом. Влияние деформационных процессов и на геохимические параметры с 2000 г. усилилось, что, возможно, связано с последующим изменением знака и скорости деформаций и наклонов в 2001 г. Более развернутые во времени вариации геохимических параметров подземных вод на ст. Аламедин за 2001 г. показаны на рисунке IV.4.2.

С середины 1997 г. и до конца 2001 г. на скв. Аламедин наблюдались резкие длиннопериодные колебания уровня воды (см. рис. IV.4.1, график 9), которые коррелируются с сильными геодинамическими движениями типа растяжение-сжатие и высокой скоростью изменения наклонов.

Оценивая влияние геодинамических процессов на геохимические параметры, мы в первую очередь обратили внимание на изменение такого глубинного параметра как гелий. Рассматривая самый длинный временной ряд (см. рис. IV.4.1, график 8), можно отметить высокую корреляцию графика содержания гелия с характером кривых деформации и наклона. То-есть, можно предположить, что деформационные процессы на Бишкекском полигоне приводят к такому изменению среды, которое влияет на подток газа из глубины. На графиках других геохимических параметров (Cl, pH, HCO₃) следует отметить высокую корреляцию графиков содержания Cl и pH на станции Иссык-Ата с характером деформационных процессов.

Характер процессов, проходивших на юго-западе Киргизстана также с 1988 г. (начало наших рядов) претерпел ряд изменений (рис. IV.4.3). Сразу можно выделить четыре периода: с 1988 г. по 1996 г., с 1996 г. по 1999 г., с 1999 г. по конец 2001 г., и с конца 2001 г. по сегодняшний день. На первый период сильных изменений по многим параметрам приходится Кочкор-Атинское землетрясение 15.05.92 г. с $K=15$ и Сусамырское землетрясение 19.08.92 г. с $K=17$. Второй период – период стабилизации. Интересно, что хотя мы наблюдаем значительную сейсмическую активность, но однозначных и четких аномалий в эти периоды явно не наблюдается. Третий период – период постепенного роста активности. К сожалению, не имея на данной территории аппаратуры по из-

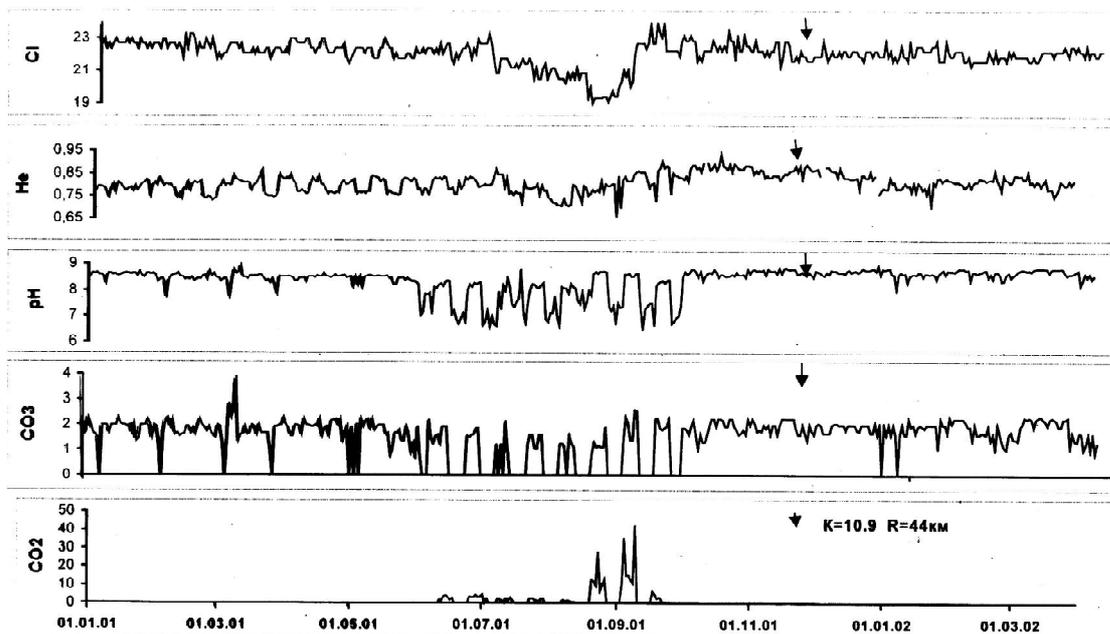


Рис. IV.4.2. Вариации химических параметров подземных вод на станции Аламедин перед землетрясением 18.11.2001 с $K=10,9$ ($R=44$ км)

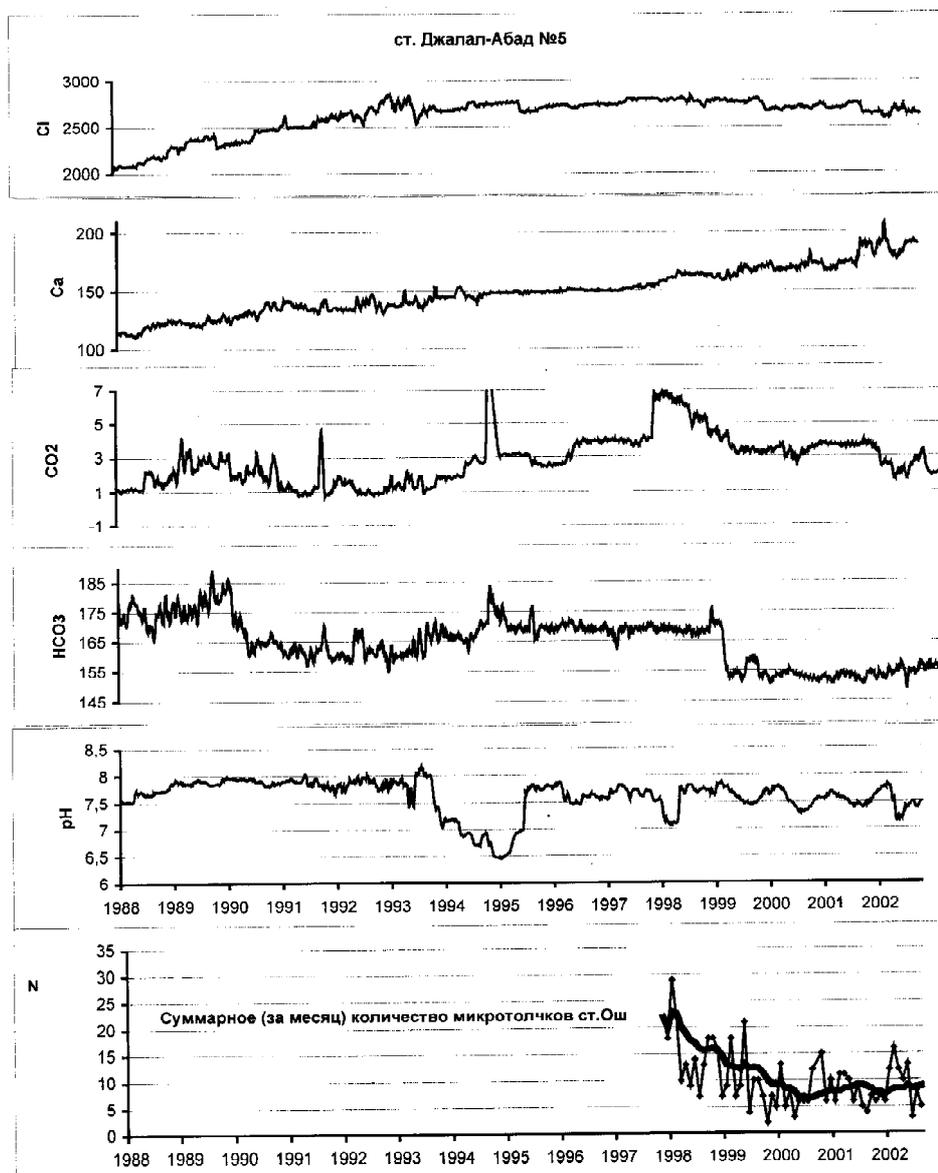


Рис. IV.4.3. Временные вариации параметров подземных вод на станциях режимных наблюдений на примере станции Джалал-Абад и сейсмических событий, зафиксированных на ст. Ош (Юго-Западный Тянь-Шань)

мерению деформаций и наклонов, мы можем судить о характере геодинамических процессов, происходящих здесь, только по уровню сейсмической активности, что затрудняет интерпретацию геохимических данных. Третий период отмечен рядом ощутимых землетрясений с $KD11$. Этим землетрясениям соответствуют сильнейшие аномалии по ряду параметров по всем скважинам, особенно хорошо зарегистрированные на ст. Гульча (рис. IV.4.4), хотя эпицентры землетрясений находились в непосредственной близости от Джалал-Абада. Мы наблюдаем сейчас четвертый период постепенной стабилизации возмущения после этой серии землетрясений.

В целом, можно сделать вывод о синхронном или последующем проявлении геодинамических процессов в вариациях газо-гидрогеохимических и гидродинамических параметров, но говорить о предвестниковом характере этих параметров на данном этапе исследований преждевременно.

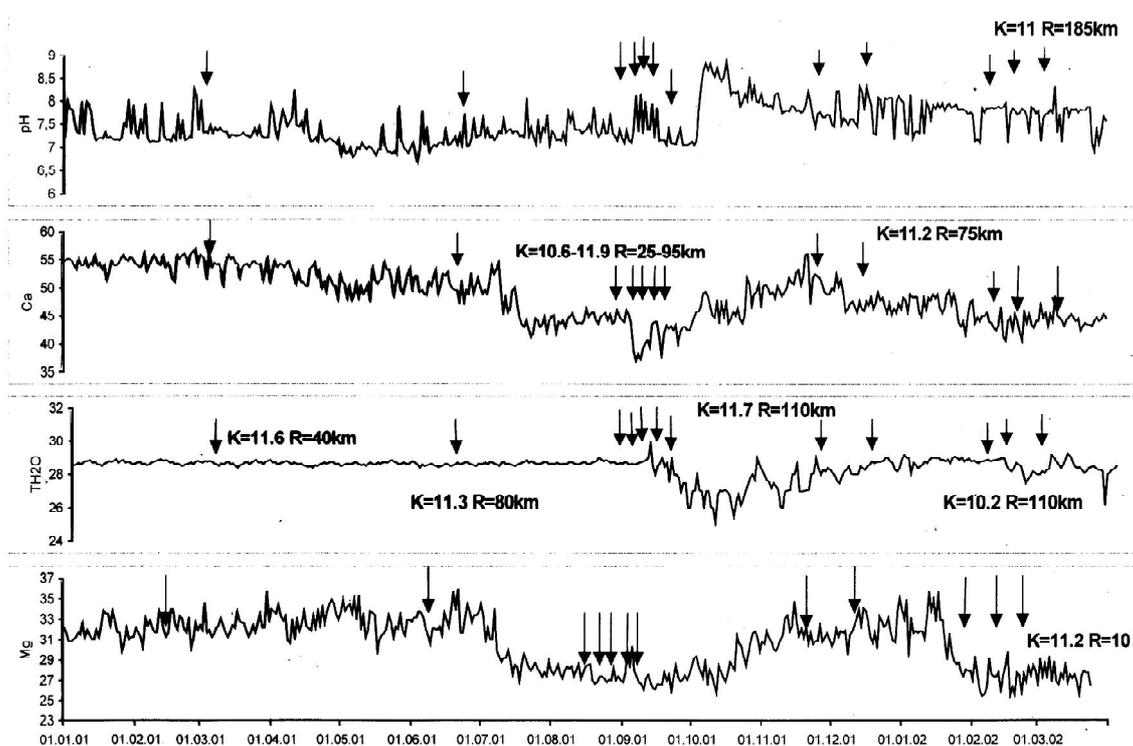


Рис. IV.4.4. Сопоставление вариаций химических параметров подземных вод на станции Гульча и землетрясений с KD10 в период с 01.01.2001 г. по 01.04.02 г.

IV.5. ТЕКТОНИКА, СЕЙСМИЧНОСТЬ И ОБВАЛЬНО-ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Генетическая связь между эндогенными и экзогенными процессами является давно установленным фактом. Она неоднократно отмечалась и описана во множестве работ многих исследователей как Центральной Азии, так и других областей Земли. Эндогенные процессы, а именно медленные тектонические движения и землетрясения, активно влияют на развитие склоновых процессов. Это проявляется как прямо (массовое образование оползней, обвалов, осыпей, селей при сильных землетрясениях), так и опосредованно. Однако эти связи весьма неоднозначны. Большинство сильных землетрясений в горных районах сопровождается оползнями и обвалами. При этом оползни образуются и на склонах, которые инженерно-геологическими расчетными методами определялись как устойчивые. В то же время некоторые из даже крупных землетрясений не приводили к сколько-нибудь значительным склоновым деформациям. И, наоборот, многие крупные оползни, в том числе в коренных породах, образовались без землетрясений. В качестве примеров можно привести Айнинский оползень в Юго-Западном Тянь-Шане [Методика..., 1980], Франкский в Канаде [McConnell, Вгоск, 1904], Эльмский в Швейцарии [Heim, 1882], Маюмарка в Перу [Hutchinson, Коjan, 1975].

Во многих работах [Федоренко, 1988; Методика..., 1980; Кучай, 1969, 1971, 1973, 1981а; и др.] указывалось на приуроченность проявлений склоновых процессов на Тянь-Шане к зонам активных разломов, рассматриваемых, как основные сейсмогенерирующие структуры. Однако, такая пространственная связь отнюдь не является однозначным доказательством того, что обрушение

склонов происходило при землетрясениях, тем более при землетрясениях, произошедших именно в породивших их сейсмогенерирующих зонах. Крупные активные разломы часто проходят вдоль подножий хребтов, где рельеф сам по себе благоприятствует формированию оползней и обвалов. Помимо этого, породы в зонах дробления и влияния разломов характеризуются пониженной прочностью, повышенной трещиноватостью и, нередко, обводненностью, которые также способствуют развитию склоновых процессов. Поэтому концентрация оползней и обвалов вдоль зон крупных активных разломов может рассматриваться лишь как косвенный признак повышенной сейсмичности этих зон. Известно, что многие оползни и обвалы были спровоцированы землетрясениями, очаги которых находились на весьма больших удалениях от этих оползней. Так, с Сусамырским землетрясением 1992 г. связано много оползней, в том числе крупных (до 1 млн. м³), отстоящих от эпицентра на расстояние до 300 км. Для Центрально-Азиатского региона в целом крупнейшим возбуждающим центром сейсмической активности является область гиндукушских глубокофокусных землетрясений, в Карпато-Балканском регионе – Вранчский очаг также глубокофокусных землетрясений. Примеров таких достаточно много.

Эти и другие аспекты связи эндогенных и экзогенных процессов рассмотрены в работах наших предшественников и в других разделах данной монографии. Здесь мы остановимся лишь на некоторых особенностях пространственного распространения склоновых смещений на Тянь-Шане, а также опишем уникальные тектоно-гравитационные провалы, непосредственно отражающие, на наш взгляд, прямое влияние тектонических деформаций горных массивов на развитие экзогенных процессов.

Детальное изучение пространственного распространения склоновых смещений, проведенное в Центральном Тянь-Шане, показало, что, будучи сосредоточенными в отдельных зонах, действительно приуроченных к активным неотектоническим разломам [Федоренко, 1988], они нередко концентрируются в отдельных “узлах” в пределах этих зон [Strom, Abdrakhmatov, 2004]. Так, в одной из наиболее сейсмоактивных зон Северного Тянь-Шаня – Кемино-Чиликской, к которой был приурочен очаг Кеминского землетрясения 1911 г. с $M=8,2\pm 0,3$ [Новый каталог..., 1977], крупные скальные оползни концентрируются в пределах двух участков (рис. IV.5.1), разделенных промежутком примерно в 20 км, где, несмотря на сходство геолого-геоморфологических условий, подобных образований не наблюдается. Одно из таких скоплений находится между 76°22' и 76°25' в.д., где р. Чон-Кемин и ее притоки перекрывались четырьмя крупными (до 200–500 млн. м³) завалами (западный участок на рис. IV.5.1; рис. IV.5.2), с которыми связаны существующие до сих пор небольшие подпрудные озера Джашилькель и Кель-Кугур; другое – примерно в 20–25 км восточнее, в районе урочища Джая, где также находятся четыре скальных оползня объемом в десятки и сотни миллионов кубических метров. Один из них, образовавший ныне прорванную плотину на р. Чон-Кемин непосредственно выше устья р. Баши-Джая, перекрывает почву с возрастом 7000–7950 лет [Дельво и др., 2001] на поверхности моренных отложений на левом борту долины Чон-Кемина.

Активные разломы, в том числе вскрывшиеся при Кеминском землетрясении, прослеживаются практически непрерывно вдоль левого борта долины р. Чон-Кемин на протяжении не менее 50 км, а фрагментарно и восточнее [Богданович и др., 1914; Дельво и др., 2001]. Молодые разрывы предположительно сейсмогенного происхождения есть и на правом борту долины. Это позволяет утверждать, что вся эта территория периодически подвергалась воздействию сейсмических колебаний большой интенсивности. Тем не менее, на других участках долины сопоставимых по объему оползней в коренных породах нет, за исключением Каиндинского оползня 1911 г. объемом в несколько миллионов кубометров, находящегося примерно в 15 км западнее Джашилькельского завала. Вблизи Каиндинского скального оползня многочисленные оползни произошли и в неоген-четвертичных отложениях, заполняющих Новороссийскую межгорную впадину. Таким образом, налицо группирование крупномасштабных склоновых дислокаций в своеобразные кластеры с шагом порядка 15–20 км, при том, что в распространении разрывных дислокаций в пределах этой зоны такой кластеризации не наблюдается.

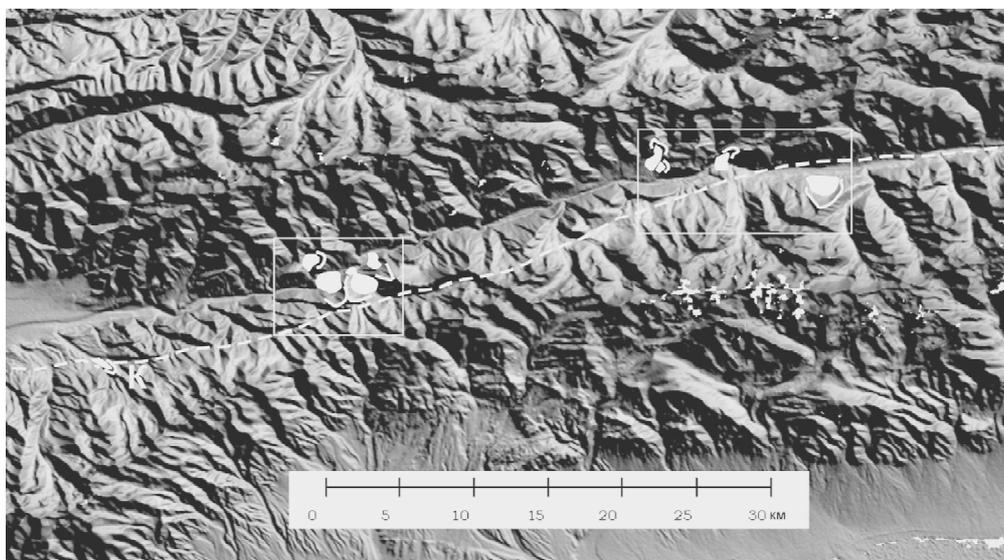


Рис. IV.5.1. Группирование крупномасштабных скальных оползней в долине р. Чон-Кемин
 К – Каиндинский оползень 1911 г. Пунктирная линия – разлом, участки которого вскрылись при землетрясении 1911 г.



Рис. IV.5.2. Аэрофотоснимок участка долины р. Чон-Кемин, в пределах которого находятся три крупных скальных оползня.

Д – Джашилькельский, К-К – Кель-Кугурский, К-С – Кель-Кугурский-Северный оползни

Еще один яркий пример группирования крупномасштабных склоновых дислокаций – участок в верховьях долины р. Иньльчек на востоке Центрального Тянь-Шане в 16 км ниже окончания Иньльчесского ледника (рис. IV.5.3). Здесь на небольшой территории находятся: Аtdжайляуский скальный оползень объемом около 50 млн. м³, сошедший с левого борта долины непосредственно ниже устья р. Ат-Джайляу (1 на рис. IV.5.3), более молодой Иньльчекский оползень также объемом около 50 млн. м³, сошедший с правого борта долины выше устья р. Тюндюк-Алма и перекрыв-

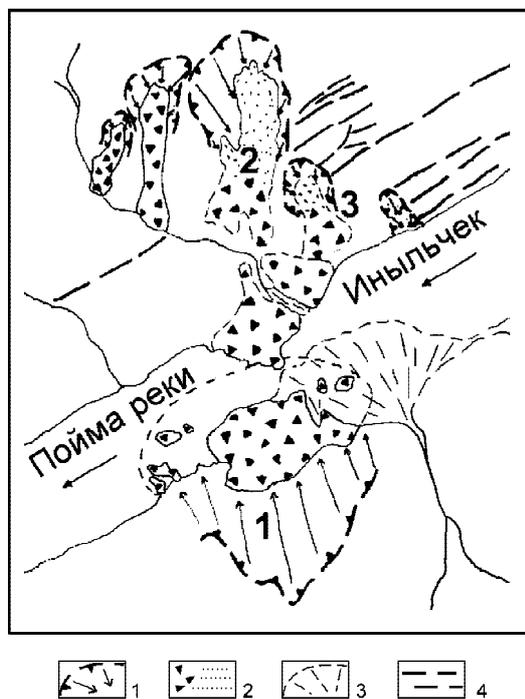


Рис. IV.5.3. Участок аномально высокой концентрации обвально-оползневых дислокаций в верховьях р. Иныльчек

1 – оползневые цирки; 2 – оползневые тела; 3 – конус выноса р. Ат-Джайляу; 4 – ледниковые борозды и разрывные нарушения

ший фронтальную часть Аtdжайляуского оползня (2 на рис. IV.5.3), а также несколько менее крупных скальных оползней на правом борту долины, по крайней мере один из которых, судя по морфологии оползневого цирка и степени эродированности тела, явно древнее Иныльчекского (3 на рис. IV.5.3). На всем более чем 50-километровом протяжении Иныльчекской долины от конца ледника до устья, это единственное место, где наблюдается такая концентрация разновозрастных крупномасштабных оползней, хотя геологическое строение и морфология бортов долины практически на всем ее протяжении весьма однородны.

Пространственная неравномерность в распределении поверхностных дислокаций характерна и для Сусамырской межгорной впадины, особенно для ее северного склона, где впадина по крупной зоне разломов сочленяется с поднятием Киргизского хребта. Здесь, преимущественно к востоку от дороги Бишкек-Ош, находятся многочисленные и достаточно крупные оползни, как в скальных породах фундамента, так и в полускальных и рыхлых неоген-четвертичных отложениях, слагающих нижние части склонов. В этой же зоне выделяются многочисленные молодые разрывы. При этом, на трех участках, размером примерно 5–8x3–5 км отчетливо концентрируются как склоновые, так и разрывные дислокации (рис. IV.5.4).

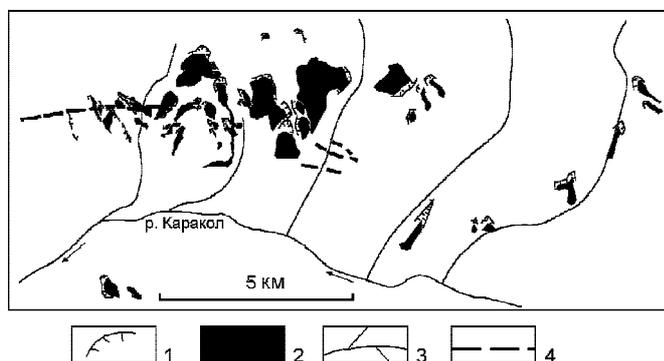


Рис. IV.5.4. Группирование склоновых и разрывных дислокаций на одном из участков северного обрамления Сусамырской впадины

1 – контуры оползневых цирков и уступов; 2 – оползневые тела; 3 – русла реки Каракол и ее притоков; 4 – разрывные нарушения

Эти “кластеры” разделены промежутками в 5–15 км, в пределах которых практически нет ни оползней, ни молодых разрывов, что отличает рассматриваемую зону от описанной выше Чон-Кеминской долины, где участки концентрации крупных оползней располагались вдоль непрерывной системы молодых разломов. Схожая область концентрации склоновых дислокаций, хотя и с менее яркими и не столь значительными по масштабам формами, находится в районе гряды Чет-Корумды, где наиболее ярко проявились сейсмодислокации Сусамырского землетрясения 1992 г. с $M=7,3$ [Ghose et al., 1997]. Еще один участок массового развития склоновых и разрывных дислокаций охватывает юго-западную часть Сусамырской впадины и прилегающую северо-западную часть Кызылойской впадины. То, что в пределах этих участков присутствуют и разрывные и склоновые дислокации позднечетвертичного возраста, говорит в пользу предположения об их сейсмическом генезисе.

Несколько иная ситуация характеризует Нарыно-Сонкульскую область внутригорных впадин. Здесь сопряжены две системы новейших складок со встречной вергентностью [Садыбакасов, 1972, 1990], вследствие чего рассматриваемая конвергентная зона характеризуется, по-видимому, особо напряженной геодинамической обстановкой, что отражается, в частности, в уникальной даже для Тянь-Шаня концентрации разнообразных дислокаций [Садыбакасов, 1972; Стром, 1983, 2001; Velousov et al., 1994]. Тем не менее, и здесь можно выделить несколько участков с особенно крупными и многочисленными дислокациями, в двух из которых на водоразделе правого борта долины р. Нарын находятся уникальные кальдерообразные провалы, которые подробно рассмотрены ниже.

Описанная неравномерность в распределении молодых склоновых дислокаций характерна и для других районов Тянь-Шаня. Поскольку в ряде мест, как, например, в долинах рек Чон-Кемин и Иньльчек, имеются убедительные свидетельства неоднократного обрушения больших объемов горных пород, очевидно, что рассматриваемые “узлы” достаточно устойчивы во времени и, возможно, представляют собой участки повышенной геодинамической активности, проявляющейся в форме как эндогенных (землетрясения), так и экзогенных процессов.

Пожалуй, в наиболее яркой форме связь эндо- и экзогеодинамики проявилась при формировании вышеупомянутых кальдерообразных провалов. Это действительно необычные образования, особенностью которых является обрушение больших объемов горных пород не по склону рельефа, а в недра Земли. Единичные подобные дислокации известны и в других горных районах. По-видимому, впервые такой “провал” был описан при обследовании эпицентральной зоны катастрофического Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. с $M=8,3$ (“структура Битут”) [Гоби-Алтайское..., 1963]. Аналогичный генезис предполагался для дислокаций “Шартлай” и “Рита” в Прибайкалье [Сейсмогеотектоника..., 1968]. Следует, однако, отметить, что во всех этих случаях смещения происходили на склонах хребтов, что давало основание предполагать, что эти дислокации могли иметь и оползневое происхождение.

Рассматриваемые же дислокации представляют собой кальдерообразные провалы грубоовальной формы, находящиеся непосредственно на водоразделах хребтов-мегаантиклиналей, обрамляющих с севера западную часть Минкуш-Кокомеренской межгорной впадины. Крупнейшая из них – дислокация “Кызылкель” находится на водоразделе гор Санташ в 12 км западнее устья р. Кокомерен [Орлов 1980; Стром 1983, 2001; Strom, 2000]. Еще одна подобная структура расположена западнее р. Толук в верховьях ручья Джузумды-Булак [Strom 2000; Стром 2001]. Их объемы составляют, соответственно, $\sim 3,0$ и $0,12-0,15$ км³. Оползневое, равно как и карстовое или эрозионное происхождение дислокаций “Кызылкель” и “Джузумдыбулак” исключается. Это именно провалы (рис. IV.5.5), сопровождавшиеся “исчезновением” в недрах Земли громадных объемов горных пород.

Судя по морфологии обрывов, обрамляющих более молодой Кызылкельский провал (рис. IV.5.6–IV.5.8), он образовался очень быстро, катастрофически. Это не позволяет объяснять генезис рассматриваемых дислокаций по аналогии с длительно развивающимися крупномасштабными отрицательными тектоническими структурами - грабенами, депрессиями и т.п., где прогибание

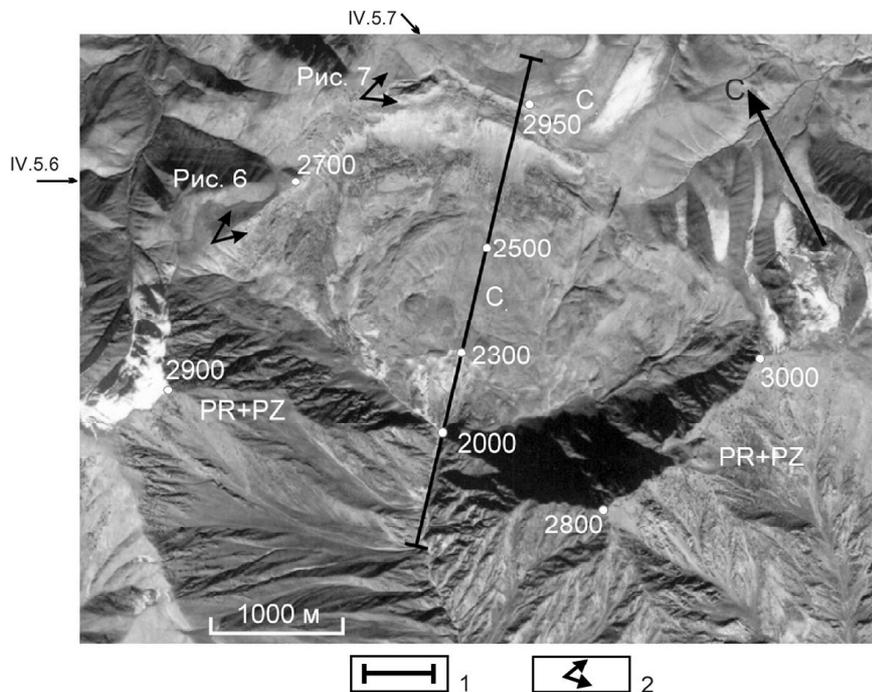


Рис. IV.5.5. Кызылкельский кальдерообразный провал (фрагмент космического снимка высокого разрешения) 1 – линия профиля (см. рис. IV.5.8); 2 – пункты, с которых сделаны фотографии, показанные на рис. IV.5.6 и IV.5.7. Цифрами указаны абс. высоты отмеченных пунктов над уровнем моря



Рис. IV.5.6. Обрыв в северо-западной части дислокации Кызылкель, срезающий элементы предшествующей эрозионной сети. Показана высота над уровнем моря кромки уступа и дна котловины

или опускание блоков компенсируется перетеканием материала нижних горизонтов коры и мантии, развивающимся к тому же в “геологическом масштабе” времени.

Механизм формирования таких провалов остается во многом загадочным. Трудно объяснить быстрое (мгновенное?) исчезновение в недрах земли колоссальных объемов горных пород без какой-либо компенсации. Учитывая, что дислокации “Кызылкель” и “Джузумдыбулак” находятся на водоразделах хребтов, являющихся прямым отражением в рельефе неотектонических антиклиналей [Шульц, 1948; Макаров, 1977; Чедия, 1986], казалось бы логичным объяснить их образова-



Рис. IV.5.7. Сползшие блоки с сохранившимися элементами первичного рельефа на северном борту Кызылкельской котловины

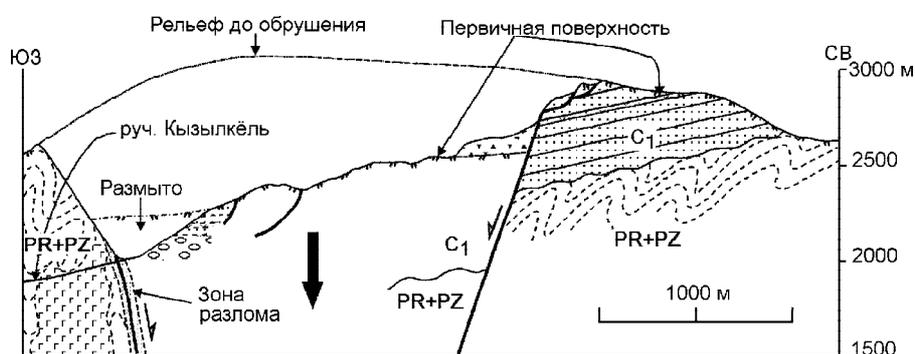


Рис. IV.5.8. Поперечный разрез через дислокацию Кызылкель (см. рис. IV.5.5)

PR+PZ – осадочные и метаморфические докембрийские и нижнепалеозойские отложения; C_1 – красноцветы дунгурминской свиты нижнего карбона

ние растяжением в сводах растущих складок [Макаров, 1977; Чедия, 1986]. Но в этом случае растяжение должно было бы проявляться вдоль всей сводовой части антиклинали, как, например, на хребте Байбиче-Тоо [Христов, 1978], а на примыкающих к описываемым дислокациям участках водоразделов следов такого растяжения не наблюдается. Плохо согласуется с этим и грубокольцевая в плане форма дислокаций. Не удастся связать их формирование и с локальным выдвиганием крыльев складок в свободное пространство в направлении смежных долин, так как мы не видим следов деформаций, которые могли бы компенсировать наблюдаемый дефицит пространства. Все это вынуждает искать такое свободное пространство в недрах новейших складок основания, то есть допустить, что внутри хребтов, на которых образовались эти провалы, существовали некие полости, в которые в определенный момент времени и произошли обрушения. В работе [Strom, 2000] высказана гипотеза, что формирование рассматриваемых дислокаций напрямую связано с развитием новейших складок основания.

Если исходить из того, что эти складки формировались вследствие горизонтального сжатия и допустить, что они являются складками продольного изгиба [Ажгирей, 1966], то их образование могло сопровождаться расслоением и срывом по некоторой глубинной поверхности [Макаров, 1977; Макаров и др., 1982]. При образовании сопоставимых по масштабу и морфологии складок в Альпийском поясе, например, в Известняковом Дагестане, происходило перетекание пластичных

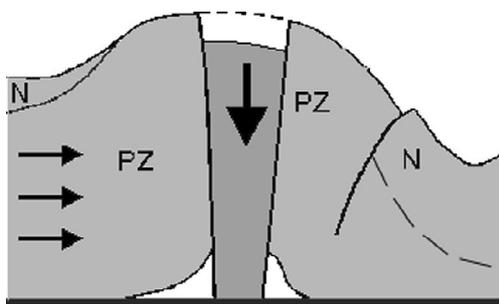


Рис. IV.5.9. Схема возможного формирования тектоно-гравитационных провалов

нижне-среднеюрских отложений в сводовые пространства, и в ядрах антиклиналей формировались мелкие складки. В условиях же Тянь-Шаня, когда в эпиплатформенное складкообразование были вовлечены сильно дислоцированные и метаморфизованные отложения палеозоя и докембрия, на некоторых участках могут возникнуть условия, когда верхний деформируемый структурно-литологический комплекс не только проскальзывает относительно подстилающего комплекса, но и отрывается от него. При этом под образовавшимся антиклинальным сводом могут появляться полости или, по крайней мере, области значительного разуплотнения. Именно в них и могли “провалиться” участки свода (рис. IV.5.9).

Отметим, что подобное (хотя, естественно, несопоставимое по масштабу) явление имеет место в ядре небольшой сложно построенной складки в толще известняков на седловине между периклиналями Гергебильской и Ходжалмахинской антиклиналей в Дагестане, прорезанной долиной небольшого ручья.

Традиционно формирование крупных складок основания рассматривается как достаточно длительный процесс. В последние годы, однако, появились работы, в которых, на основании анализа опрокинутых складок основания на Тянь-Шане, время формирования таких структур оценивается в несколько десятков тысяч лет [Миколайчук и др., 2003]. Не исключено, что дальнейший анализ условий, необходимых для формирования дислокаций, характеризующихся дефицитом пространства, позволит уточнить представления о механизме и скорости (режиме) новейшего складкообразования на Тянь-Шане.

Оползни естественного происхождения на юго-западе Киргизского Тянь-Шаня развиваются на горных склонах современных поднятий, в зонах новейших разломов, под воздействием сейсмических волн [Гофштейн, 1973; Кнауф и др., 1985]. При этом следует особо отметить, что влияние тектонических разломов на напряженное состояние массивов склонов и напряжения на контактах более плотных пород будет тем больше, чем больше их плотность. Анализ сейсмического воздействия на образование оползней показал, что при интенсивности сотрясений в пять баллов в покровных образованиях на склонах образуются закольные трещины, свидетельствующие о начале формирования оползневого процесса.

Анализ изменения суммарной сейсмической энергии и количества оползней по годам позволяет предположить, что землетрясения до 12-го класса способствуют смещению уже сформировавшихся оползневых тел, находящихся в состоянии неустойчивого равновесия, а при землетрясениях выше 12 класса покровные образования, находившиеся в устойчивом состоянии, переходят в предельное, а затем в неустойчивое состояние. Этим объясняется интенсивная активизация оползней через 1–2 года после сильных землетрясений.

На основе многолетних наблюдений за проявлением оползневых процессов на территории юго-запада Киргизстана и сейсмической активности была установлена определенная взаимосвязь между этими явлениями. Наибольшее количество оползней образуется через год после максимального выделения сейсмической энергии, превышающей значения 10^{12} – 10^{14} Дж. Если суммарная сейсми-

ческая энергия составляет 10^3-10^5 Дж, оползни образуются в этот же год. Землетрясения, происшедшие на территории Южного Киргизстана силой до шести баллов (Кошотерское, Гульчинское, Кочкоратинское), показали, что оползни в этих районах начали активно развиваться через два-три года после сейсмических толчков. Границы оползней находились в зонах разломов или в непосредственной близости от них.

Немаловажную роль в изменении напряженного состояния покровных отложений на горных склонах имеет не только сила сейсмического толчка, но и направление распространения сейсмических волн. Если сейсмический толчок направлен вертикально вверх, то и наибольшее ускорение сейсмической волны направлено вертикально вверх, при этом отмечается кажущееся уменьшение веса грунта покровных отложений на склоне, и происходит снижение его прочности. Если сейсмический толчок направлен параллельно склону, то это приводит к увеличению касательных напряжений и снижению сопротивления сдвигу. При горизонтальном сейсмическом толчке появляется нормальная составляющая сейсмической силы, что снижает сопротивление сдвигу.

Связь между коэффициентом сейсмичности и направлением сейсмического толчка – углом выхода вектора сейсмического ускорения, зависящего от расстояния от эпицентра и его глубины, была установлена В.О. Цшохером в 1937 г:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\sin \varphi - K_c \cos(\varphi - \beta)}{\cos \varphi + K_c \sin(\alpha - \beta)}$$

где α – угол наклона склона; φ – угол внутреннего трения грунта; β – угол выхода вектора сейсмического ускорения; K_c – коэффициент сейсмичности.

Под воздействием тектонических и сейсмических сил в горных массивах и на склонах развиваются геодинамические напряжения. Сейсмическое воздействие на формирование естественного поля в покровных отложениях, как правило, кратковременное, но оказывает существенное влияние. Сейсмические нагрузки могут вызывать дополнительные напряжения и развитие пластических и разрывных деформаций. Сейсмические силы являются объемными, действуют кратковременно, но именно они нередко приводят к образованию оползней на территории Тянь-Шаня. Величина этих сил определяется коэффициентом сейсмичности и свойствами грунтов. Для расчета устойчивости склонов с чехлом покровных отложений рассматриваются не отдельные блоки, а весь склон в целом. При этом учитывается мощность покровных отложений, площадь склона, на которой вероятно образование оползня, угол склона и угол выхода сейсмического луча β . Коэффициент сейсмичности K_c и угол выхода сейсмического луча связаны зависимостью $K_c = \operatorname{tg} \beta$

Условие равновесия покровных образований на склонах с учетом действия сейсмических сил считается выполненным, если величина запаса устойчивости $K_3 = (F_{уд} - F_{сд}) < 0$, где $F_{уд}$ – удерживающие силы, $F_{сд}$ – сдвиговые силы.

Удерживающие силы с учетом сейсмического воздействия и гидростатического давления имеют вид:

$$F_{сд} = P[\sin \alpha + K_c \cos(\alpha - \beta)] + W_2 \cos \alpha + T,$$

$$F_{уд} = \{P[\cos \alpha - K_c \sin(\alpha - \beta)] - W_1 - W_2 \sin \alpha + N\} \operatorname{tg} \varphi + C_s,$$

где P – вес покровных отложений на рассматриваемой площади склона; α – крутизна склона; K_c – коэффициент сейсмичности; β – угол наклона вектора сейсмического ускорения к горизонту; W_1 и W_2 – вертикальные и горизонтальные составляющие силы гидростатического давления фильтрующей воды; φ – угол внутреннего трения; C_s – сцепление пород; s – площадь склона, на котором может произойти оползень.

В расчетах устойчивости следует принимать значение сцепления в массиве C_m , а не в образце.

$$C_m = \frac{C_0}{1 + a \ln \frac{H}{h}},$$

где C_0 – сцепление грунта, определяемое в образце; a – коэффициент, зависящий от прочности грунта в образце (для песчано-глинистых отложений принимается равным 0,5); H – общая мощность покровных образований на склоне; h – средний линейный размер покровных образований на склоне.

На основании выше изложенного можно сделать следующие выводы. Одним из доминирующих факторов оползневой активности в горных областях являются землетрясения различной силы. Причем установлено, что с увеличением выделившейся сейсмической энергии оползни наиболее крупных размеров активизируются на следующий год после землетрясения. Направление сейсмического толчка оказывает определяющее влияние на объемы оползней и их разгрузку.

Таким образом, при оценках устойчивости оползнеопасных склонов в тектонически активных областях учет неотектонических деформаций и структуры земной коры и сейсмичности является актуальнейшей задачей научных исследований и прикладных изысканий.

IV.6. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ДЛЯ СНИЖЕНИЯ ОПОЛЗНЕВОЙ ОПАСНОСТИ

Подавляющее число природных и/или техногенных катастроф на территории Тянь-Шаня вызываются землетрясениями и гравитационными смещениями масс в виде обвалов, оползней, курумов, осыпей, подвижек ледников и селевых потоков. Эти потенциально опасные геологические процессы отличаются от своих равнинных аналогов обширными площадями развития, частой повторяемостью, значительными масштабами и интенсивностью, а также повышенной степенью опасности и риска из-за сопутствующих каскадных эффектов и синергетического усиления.

Наибольшую угрозу для жизнедеятельности в горных и долинных районах представляют цепные (многоступенчатые) катастрофы, формирующиеся по схеме: землетрясение и/или оползень (обвал) ϵ перекрытие русла или долины реки ϵ образование подпруженного водоема ϵ затопление долины ϵ прорыв естественного перекрытия ϵ паводок или прорывной поток, часто перерастающий в селевой поток. Особая опасность развития подобных сценариев в горных районах Тянь-Шаня связана с тем, что в зоне затопления или в зоне транзита оползневого и прорывного потоков могут оказаться не только населенные пункты, но также горнорудные предприятия и хранилища с радиоактивными и токсичными веществами (отходами). Все эти объекты имеют, как правило, вдоль-русловое размещение ввиду невозможности освоения крутых склонов. Ореол распространения загрязнений при таком развитии цепных процессов существенно расширяется, в том числе вследствие распространения и рассеяния загрязненных гидродинамических потоков в нижележащих густонаселенных предгорных и долинных районах.

Подобные сценарии синергетического усиления опасных геологических процессов, их перерастания в крупномасштабные геологические катастрофы с человеческими жертвами, имели место в июне 1993 г. при прорыве подпрудного озера, возникшего в верховьях реки Торкент вследствие обвально-оползневого перекрытия реки, образовавшегося сразу после Сусамырского землетрясения ($M=7,3$) в августе 1992 г. [Торгоев, Алешин, 2001], а также при сейсмосинхронных разрушениях дамб хвостохранилищ радиоактивных отходов, расположенных в бассейнах рек Майлису (1958 г.) и Кичи-Кемин-Чу (1964 г.).

Неуклонный рост числа экологических катастроф, вызванных тектоническими и другими геологическими процессами, происходящий в условиях изменяющегося климата и все более интенсивной и крупномасштабной техногенной нагрузки на окружающую среду, усиливает актуальность и приоритетность прогнозирования и предупреждения катастроф и чрезвычайных ситуаций (ЧС) природного и природно-техногенного характера. Их основу составляют в первую очередь оценка и последующий мониторинг потенциально опасных геологических процессов в геодинамически активных районах с акцентом на мониторинг геоэкологических процессов в районах с повышенным риском возникновения ЧС и катастроф.

В последние годы в Киргизстане на базе современных геоинформационных технологий составлены разномасштабные карты сейсмической, оползневой и селевой опасности, риска и уязвимости [Мамыров и др., 2002]. Развернута и функционирует наблюдательная сеть сейсмических, геофизических, гидрогеохимических станций и геодинамических полигонов, которые, наряду с изучением особенностей строения и геодинамики земной коры Тянь-Шаня [Геодинамика..., 2003], позволяют проводить непрерывные наблюдения за сейсмической обстановкой, предвестниками землетрясений. Особо актуальными являются проблемы организации и ведения мониторинга опасных процессов гравитационного смещения масс с целью своевременного планирования и проведения комплекса превентивных мер по предупреждению катастроф и ЧС. В первую очередь речь идет о мониторинге крупномасштабных обвально-оползневых процессов на горных склонах и крупных карьерах.

Оползни широко распространены на территории Тянь-Шаня, они закартированы в различных высотных поясах от 500 до 2800 м над уровнем моря. Большая часть всех оползней (до 90%) зафиксирована в диапазоне высот от 800 до 2100 м, в зоне перехода предгорий в высокогорье. Общее количество современных оползневых очагов составляет более 3000, из которых 700 оползней напрямую угрожают населенным пунктам, объектам экономики и инфраструктуры. Площадь, пораженная оползнями, составляет 8 тыс. км² или 4% территории Киргизстана. С 1993 по 2003 г. зафиксировано 289 случаев схода крупных оползней. За последние 10 лет под оползневыми завалами погибло более 190 человек.

Ежегодно оползни в Киргизстане причиняют весьма ощутимый экономический и экологический ущерб, а оползни вдоль стратегической автодороги Бишкек-Ош могут, как это было зимой 1998 г., на длительный срок прерывать сообщение и связь между северными и южными регионами страны. В апреле 2002 г. гигантский оползень объемом более 7 млн. м³ в селе Гульча Алайского района разрушил более 200 жилых домов, объекты инфраструктуры. В начале мая 2002 г. в результате повторного схода оползня "Тектоник" объемом более 100 тыс. м³ в г. Майлису была перекрыта автодорога и русло реки, что привело к длительному затоплению и разрушению объектов бывшего завода по переработке урановых руд, вскрытию захоронений радиоактивных отходов. Прямой экономический ущерб только от этих двух оползней в 2002 г. превысил 2 млн. долларов США.

В начале июля 2002 г. на высокогорном руднике Кумтор (массив Акшийрак, абсолютная высота более 4000 м) произошло внезапное крупное (объемом около 2 млн. м³) обвалоподобное обрушение северо-восточного борта карьера. В результате обрушения откоса высотой 280 м и шириной 270 м погиб один человек, уничтожено три дорогостоящих буровых установки и на длительный период приостановилась добыча на карьере. Примечательно, что обрушение произошло после взрывных работ в зоне влияния крутопадающего разлома, а по данным регулярного геодезического мониторинга откоса не было зарегистрировано типичных и значимых для таких объектов деформаций, обычно предшествующих началу крупномасштабных гравитационных смещений масс.

Есть основания полагать, что все рассмотренные выше крупные катастрофические гравитационные смещения массивов в приразломных зонах в Киргизстане, а также в Таджикистане (Байпазинский оползень объемом более 5 млн. м³, частично разгрузившийся в начале марта 2002 г.), в Афганистане (оползень в долине Сурхандарья, запрудивший реку, вызвавший наводнение и гибель 100 человек), были спровоцированы сильным землетрясением с магнитудой $M=7.4$, произо-

шедшим 3 марта 2002 г. в Гиндукуше (Афганистан). Это крупное землетрясение произошло на большой глубине – 256 км. Такие землетрясения ощущаются на очень большой территории и сопровождаются ко- и постсейсмическими деформациями земной поверхности, вызывающими развитие и активизацию крупных и грандиозных оползней.

Печальную летопись оползневых катастроф продолжают апрельские события 2003 г., когда в результате схода оползня объемом 1,5 млн. м³ в селе Кара-Тарык Узгенского района (Ошская область) были заживо погребены 38 человек и разрушены десятки домостроений.

В течение последних десяти лет отмечается существенное возрастание оползневой активности, особенно на юго-западе Тянь-Шаня, где развитие процессов гравитационного смещения масс (оползней, обвалов и селей) под воздействием природных и техногенных факторов приобрело широко распространенный характер. Это подчеркивает актуальность организации и ведения мониторинга геологической среды горных территорий в районах распространения оползневых процессов для снижения опасности, смягчения их последствий. Под геомониторингом в широком смысле понимается информационная система режимных наблюдений, оценки и прогнозирования состояния геологической среды, позволяющая выявлять тенденции в изменениях приповерхностных ее частей, которые могут приводить к возрастанию геоэкологического риска в условиях природных и техногенных воздействий.

Некоторые результаты региональных геодинамических исследований в связи с мониторингом оползнеопасных территорий Тянь-Шаня

С учетом рассмотренных особенностей литосферы и геодинамики Тянь-Шаня, а также характера интенсивности и масштабов развития эндогенных и экзогенных геологических процессов для получения полной и представительной информации о состоянии геологической среды и размещенных в ней природно-техногенных комплексов (ПТК) геомониторинг необходимо одновременно осуществлять, по меньшей мере, на двух соподчиненных масштабнo-иерархических уровнях: региональном и локальном [Торгоев, 2000].

Региональный мониторинг должен быть нацелен на получение информации о состоянии геологической среды и развитии геологических, в основном эндогенных, процессов в пределах Тянь-Шаня или его отдельных субрегионов, отличающихся историей геологического развития и современными геодинамическими условиями. В связи с тем, что гравитационные смещения масс широко распространены в пределах Тянь-Шаня, изучение их развития представляет важнейшую предпосылку для более глубокого понимания пространственного распределения эндогенных и экзогенных геологических процессов и их взаимосвязи. Нынешнее состояние региональных геодинамических исследований и мониторинга показывает, что успешная оценка и прогнозирование оползневой опасности требует широкомасштабного анализа пространственных особенностей развития оползневых процессов и оползнеобразующих факторов. Такой анализ может быть реализован при комбинированном применении методов дистанционного зондирования геологической среды и ГИС-технологии.

Под “дистанционным зондированием” понимаются различные методы анализа материалов аэро- и космосъемок, результатов GPS-измерений современных движений земной коры (СДЗК) с целью выявления информативных признаков (индикаторов) развития эндогенных и экзогенных геологических процессов в орографически проявленных структурах Тянь-Шаня. Совместное использование дистанционных методов и ГИС-технологий дает возможность установить характерные зоны распространения и развития эндогенных и экзогенных геологических процессов в пределах орогена, определить положение таких зон в региональной структуре, установить по структурно-морфологическим признакам геодинамические аспекты механизма зарождения и развития геокатастроф, в том числе оползневых процессов [Roessner et al., 2001].

На рисунке IV.6.1 (см. вклейку) представлена карта оползневой опасности на территории Киргизской части Тянь-Шаня, на которой видно, что пространственное распределение оползневых очагов носит неравномерный характер. Оползневые процессы в Северном и Центральном Тянь-Шане проявляются лишь на отдельных участках, т.е. имеют единичное распространение и приурочены, в основном, к склонам долин и уступам речных террас. По типу оползней в этой части Тянь-Шаня преобладают небольшие оплывины и поверхностные сплывы, развивающиеся в покровных четвертичных отложениях небольшой мощности.

Западная часть Тянь-Шаня характеризуется более широким распространением и интенсивным развитием оползней, причем здесь явно выделяется дугообразная зона массового площадного развития оползневых процессов с максимальной концентрацией оползней, в том числе крупных, объемом более 1 млн. м³. Она охватывает восточное предгорное и среднегорное обрамление Ферганской впадины. Оползни в указанной зоне обусловлены сложными взаимодействиями между эндогенными и экзогенными процессами и вызваны различными сочетаниями (комбинациями) геологических, климатических и техногенных факторов, из которых геологические условия и геодинамические особенности этого субрегиона являются главными причинами нестабильности горных склонов. Климатические факторы, в первую очередь экстремальные по количеству и интенсивности атмосферные осадки, выпадающие на западных склонах барьерного для атмосферных фронтов Ферганского хребта, а также техногенные факторы играют скорее роль спускового механизма возникновения и развития гравитационных смещений горных масс, в том числе катастрофических, во влагообильные годы весенних сезонов.

Следует отметить, что для рассматриваемой оползневой зоны характерно наличие целой системы оползневых форм различного генезиса, масштаба и возраста: от современных оползней до старых и древних – раннечетвертичных. Фазы активизации оползневых смещений различны – от скольжения, ползучести до скачкообразных подвижек при землетрясениях. Они могут, сменяя друг друга, чередоваться с продолжительными периодами стабилизации. На многих оползнеопасных склонах наблюдается развитие современных оползней на теле древних.

Основные геологические, климатические и техногенные факторы, обуславливающие массовое развитие оползней в рассматриваемой дугообразной зоне обрамления Ферганской долины, типы оползней и оползневых смещений подробно проанализированы в публикации Р.А.Ниязова [1982]. К числу ведущих геологических факторов оползнеобразования относятся:

- Состав, свойства и условия залегания грунтов и горных пород в массиве склонов. Наиболее интенсивно оползни развиваются в лессовых и лессовидных грунтах четвертичного возраста, а также в слабо консолидированных мезо-кайнозойских отложениях, сложенных непрочными трещиноватыми известняками, песчаниками, конгломератами с прослойками глин, алевролитов, аргиллитов.

- Обводненность пород и грунтов склонов как за счет инфильтрации большого количества атмосферных осадков, так и за счет подземных вод, в том числе вод, поступающих по тектоническим нарушениям из достаточно удаленных высокогорных областей питания Ферганского хребта и его отрогов (Баубаша, Сюрень-Тюбе и др.).

- Структурно-тектонические особенности строения земной коры в масштабах субрегиона и геологической среды на участках максимальной концентрации оползней.

Одной из главных региональных закономерностей распространения и развития оползней в рассматриваемой оползнеопасной зоне является их приуроченность к главным тектоническим структурам: разломам, разрывам и складкам. Почти все (до 90%) крупные современные и древние оползни в горном обрамлении Ферганской впадины приурочены к системе разломов, ответвляющихся от структурно доминирующего трансорогенного Таласо-Ферганского разлома и пронизывающих рассматриваемую оползнеопасную зону. Преимущественное развитие оползневых процессов вблизи зон тектонических нарушений объясняется следующими специфическими особенностями этих линейно-вытянутых участков геологической среды [Федоренко, 1988]: широким развитием зон смятия, дробления и ослабления горных пород, наличием интенсивной циркуляции подземных вод,

усиливающейся под влиянием современных тектонических движений и сейсмичности, и интенсивным проявлением сейсмической активности.

Дугообразные очертания зоны массового распространения и развития оползней в предгорьях и среднегорном поясе Ферганской впадины наследуют сеть крупных региональных разломов (Северо-Ферганский, Баубашатинский, Тарский, Талдысуйский и Южно-Ферганский), по которым горные массивы, обрамляющие долину, надвигаются на геоблоки, составляющие основание впадины. На фронтальных частях этих надвиговых зон, в которых породы значительно нарушены, сформировались наиболее крупные оползни региона.

Характерно, что наибольшей оползневой пораженностью в рассматриваемой дугообразной зоне характеризуются склоны восточного горного обрамления Ферганской впадины. Это связано с особенностями структуры восточного замыкания впадины: сильной тектонической дифференцированностью этой области за счет густой сети разломов, напоминающих структуру “конского хвоста” [Чедия, 1986]; флексурным горизонтальным изгибом и сближением субширотных палеозойских и неотектонических зон и их общим нарушением поперечным поднятием Таласо-Ферганской системы и одноименным разломом. Взаимодействие между активными тектоническими структурами и консолидированными древними блоками — один из ведущих геодинамических факторов, управляющих оползневой активностью в рассматриваемой зоне массового развития оползней.

В горно-складчатых областях вообще, а в сейсмоактивных в особенности, горные склоны должны рассматриваться как неотъемлемая часть конкретных геолого-тектонических структур [Федоренко, 1988], каждая из которых характеризуется своими геодинамическими условиями и режимом, в частности, характером и интенсивностью неотектонических движений, напряженно-деформированным состоянием и сейсмичностью. В этой связи учет геодинамических факторов формирования и развития оползневых процессов является обязательным при региональном мониторинге и прогнозировании оползней. К числу ведущих региональных геодинамических факторов развития оползневых процессов в рассматриваемой дугообразной зоне относятся: особенности современных движений блоков земной коры, напряженно-деформированное состояние и повышенная сейсмичность, обусловленные общим субмеридиональным сжатием земной коры Тянь-Шаня. Меридиональное давление со стороны Памирского фронта индентора Индийской плиты, которому противостоит Ферганская впадина и ее горное обрамление, в сочетании с сильной тектонической раздробленностью земной коры в рассматриваемой зоне, обуславливают здесь высокое и дифференцированное напряженное состояние земной коры, широкую вариацию интенсивности и направленности вертикальных и горизонтальных движений блоков земной коры, включая встречные и вращательные движения отдельных блоков. Поле скоростей современных движений земной коры в пределах Юго-Западного Тянь-Шаня представлено на рисунке III.5.7. По данным регулярных GPS-измерений видно, что движение пунктов наблюдений, расположенных к западу от Таласо-Ферганского разлома, имеет сложный характер. Векторы горизонтальных движений отклонены здесь от среднего трендового движения в меридиональном направлении, характерного для Тянь-Шаня в целом, и, кроме того, в разных пунктах имеют различную направленность — от север-северо-западного до западного и даже запад-юго-западного (Чаткал). Примечательно также и то, что линейные скорости пунктов наблюдений СДЗК возрастают с запада на восток по мере приближения к Таласо-Ферганскому разлому и зоне повышенной сейсмичности и массового развития оползней на востоке Ферганской впадины.

Таким образом, широкое распространение, активное и длительное развитие оползневых процессов на слабоустойчивых склонах горного обрамления Ферганской впадины обусловлены следующими геодинамическими факторами регионального характера:

- наличием густой сети тектонических нарушений (разломов, разрывов, складок), которые разделяют тектонические блоки с различной кинематикой и динамикой современных движений земной коры, геодинамически связаны между собой и активизируются под влиянием современных тектонических напряжений, деформаций и землетрясений;
- субмеридиональным сжатием земной коры;

– пространственными вариациями интенсивности и направленности современных движений земной коры, отдельных тектонических блоков в пределах юго-западного Тянь-Шаня, обуславливающих формирование сложных полей тектонических напряжений и деформации.

Совокупность перечисленных геодинамических факторов свидетельствует о том, что рассматриваемая геоструктурная область является своеобразным структурным концентратором тектонических напряжений и горообразующих деформаций, проявляющихся в повышенной сейсмической активности и массовом развитии оползней. Оползни в рассматриваемой зоне происходили в геологическом и историческом прошлом, возникают и развиваются в настоящее время и будут происходить в будущем под влиянием эндогенных и экзогенных факторов, т.к. земная кора в этой геодинамически активной области Тяншанского горно-складчатого сооружения не остается незыблемой и стабильной, а постоянно изменяется как в своих приповерхностных частях, так и в более глубоких слоях литосферы.

Следует отметить, что региональные инструментальные исследования и мониторинг геодинамических процессов здесь только начинаются. Поэтому закономерности и особенности геодинамического режима, его пространственно-временные изменения и связи с режимом оползневых процессов еще предстоит установить. Однако полученные в последние годы результаты региональных геодинамических исследований и мониторинга с использованием современных методов дистанционного и геофизического зондирования, GPS-измерений современных движений земной коры Тянь-Шаня обеспечивают лучшее понимание региональных факторов оползнеобразования и пространственного распределения оползней [Roessner et al., 2001]. Результаты регионального геомониторинга позволяют по новому оценить роль различных оползнеобразующих факторов и, в частности, указывают на то, что геодинамические аспекты в совокупности с геолого-структурными условиями играют ведущую роль в возникновении и развитии оползневых процессов, формируют первичную основу для сложных взаимодействий между эндогенными и экзогенными факторами гравитационных смещений масс в рассматриваемом регионе. В этой связи дальнейшее изучение тектонических нарушений и геодинамически активных зон (разломы, разрывы, складки) в труднодоступных районах Юго-Западного Тянь-Шаня с помощью современных методов дистанционного и геофизического зондирования, включая методы спутниковой радар-интерферометрии, даст возможность в будущем не только прогнозировать места развития оползневых процессов, но и оценить геодинамические пульсации: тектонические импульсы, ко- и постсейсмические деформации поверхности земли, многолетние изменения поля тектонических напряжений до и после землетрясений, управляющие оползневой активностью в регионе.

Результаты субрегиональных исследований (на примере района города Майлису)

Важное значение для изучения прямых и косвенных взаимодействий между эндогенными, экзогенными и техногенными аспектами механизма возникновения и развития оползневых процессов имеет субрегиональный и локальный мониторинг геологической среды в наиболее оползнеопасных районах рассматриваемой дугообразной зоны. К числу таковых относится район гор Майлису, характеризующийся наиболее высоким коэффициентом оползневой пораженности в Центральной Азии. Это типично среднегорная территория восточного обрамления Ферганской впадины. Она характеризуется большим возрастным, петрографическим и литологическим разнообразием комплексов пород, разнообразием тектонических структур, геоморфологических и сейсмических условий, заметной климатической зональностью и поясностью в интервале отметок 800–4500 м, разнообразием типов и парагенетических сочетаний оползней, обвалов, осыпей, селей. Интенсивная техногенная нагрузка на эту горную территорию в середине XX столетия (нефте- и угледобыча, разработка уранового месторождения) вызвала активизацию экзогенных геологических процессов, сформировала зону исключительно высокого экологического риска.

В истории развития структур Майлисуйского субрегиона установлено два периода. В первый период сформировались сложные структуры палеозойского основания, образующие высокое обрамление Ферганской впадины. Ближайшей к субрегиону складкой первого порядка является Бобашатинская антиклиналь, шарнир которой погружается в западном направлении. На фоне этих структур развиты складки второго порядка, в том числе Алаштооская антиклиналь, захватывающая весь хребет Алаш-Тоо и его западное продолжение – горы Ангерек-Тоо. Антиклиналь погружается в западном направлении под комплекс мезозойских отложений. Первоначальный облик складок в значительной степени изменен позднейшими дизъюнктивными дислокациями. Наиболее интенсивно они проявились в восточной части субрегиона – в пределах Бобашатинского горного узла.

Центральная часть субрегиона пересекается рядом почти параллельных разломов, идущих с северо-востока на юго-запад, постепенно затухая в этом направлении. Из дизъюнктивных нарушений необходимо отметить грабен, отделяющий горы Алаш-Тоо от Ангерек-Тоо.

В течение второго периода, маркированного мезозой-кайнозойскими осадочными породами, сформировались более простые структурные формы, представленные рядом широких складок основания, также нарушенных разрывами. Их ядра сложены палеозойскими отложениями – на востоке они вскрыты на поверхности, на западе погружены под покров отложений мезозой-кайнозойского комплекса.

Проявленные последними структурные формы характеризуют в основном неотектонический этап развития структуры и в общем достаточно тесно связаны с позднейшими движениями палеозоя. К востоку и западу от центральной части территории бассейна р. Майлису мезозой-кайнозойский комплекс отложений имеет почти моноклиналиное залегание, связанное с поднятием Алаштооской и Кельмеатинской антиклиналей. Местами эти отложения образуют ряд дополнительных складок широтного и северо-восточного направлений. Ко второму порядку складок относятся Главная и Северная антиклинали, а также купол Бедре, являющийся структурным продолжением последней, Джурек-Акбалыкская, Центральная и Южная синклинали. Образование их связано с короблением и общим поднятием палеозойского основания.

Из парагенеза структурных форм следует, что основная направленность сжимающих тектонических сил близка к меридиональной и соответствует распределению локальных дизъюнктивных нарушений. Долина реки Майлису на рассматриваемом участке является, в основном, секущей относительно указанных основных структурных форм, за исключением одного участка в месте слияния рек Сере-Су и Майлису. Одновременное развитие тектонических структур и долины реки привели к образованию крутых склонов в области антиклинальных поднятий. При этом относительно слабые эрозионные возможности притоков реки Майлису предопределили более высокое положение их профилей.

Таким образом, главная фаза неотектонических движений была приурочена к началу – середине раннего плейстоцена, когда произошло воздымание многих участков обрамления Ферганской впадины с одновременным образованием взбросо-надвиговых дислокаций. Это находится в соответствии с активизацией смещений по Таласо-Ферганскому разлому [Макаров, 1989; Трифонов и др., 1990; Trifonov et al., 1991]. Важнейшие для рассматриваемого вопроса особенности рельефа и речной сети были заложены в начале раннего плейстоцена. К ним относятся: двухъярусное строение рельефа (верхний более древний ярус, развит в основном в области распространения палеозоя, а нижний – позднеплиоцен-четвертичный – в области мезозой-кайнозойских пород); продольно-поперечный неотектонически обусловленный план речной сети и глубокий ее врез с формированием крутых и длинных склонов в среднем и нижнем течении рек Майлису и Сере-Су; наличие внутригорных синклиналичных впадин, вовлеченных в общее поднятие; наличие тектонических уступов, связанных с надвиганием на карбонатно-глинистые породы мезозой-кайнозоя более прочных палеозойских пород. Нарастание поднятий привело к глубокому, но неравномерному врезанию рек бассейна. Эрозионные врезки находились в прямой зависимости от продолжительности и скорости поднятий: если в олигоцен–миоцене и плиоцене скорость поднятий могла составлять около

0,4 мм/год, то в позднеплиоцен-четвертичное время она достигала 10 мм/год. По мере нарастания высот и крутизны склонов увеличивалась оползневая пораженность бассейна. Она усиливалась при неотектонических перекосах, в зависимости от асимметрии сечения внутри горных впадин и речных долин, от близости русла к тому или иному борту долины, различна на участках долин, приуроченных к структурно обусловленным их расширениям и перемычкам.

Длительное и продолжающееся развитие созданных новейшей тектоникой геологических структур в бассейне Майлису привело к увеличению наклона слоев горных пород на крыльях складок, что вызвало, в свою очередь, нарушение гравитационной устойчивости склонов и обусловило самостоятельные движения (скольжения) больших или меньших масс осадочного покрова с антиклинальных поднятий в синклиналильные впадины и эрозионные врезы. На окраинах впадин образовались сложно построенные складки, которые можно рассматривать как гравитационно-тектонические структуры (складки покрова, по С.С.Шульцу [1948]). Именно складчатые структуры рассматриваемого участка бассейна Майлису создали своеобразный современный рельеф, предрасполагающий к оползневому явлению. Этому же способствуют литогенетические типы горных пород со своеобразными свойствами, а также гидрологические, климатические и сейсмотектонические условия. Среди этих факторов современного оползнеобразования важнейшими представляются следующие:

- сейсмичность региона, активность современных движений с разрывными нарушениями в районах оползневых очагов;
- крутое падение крыльев складок (поднятий и прогибов);
- развитие по плоскостям крыльев пластов водоносных гравелитов и песчаников с глинистым цементом, подверженных под воздействием воды процессам выветривания, разуплотнения, суффозии и переходу вследствие этого в рыхлое состояние;
- залегание водовмещающих пластов на водоупорных глинах, приконтактный слой которых под воздействием воды подвержен размягчению и способствует соскальзыванию вышележащих толщ;
- наличие покровного эолово-пролювиально-делювиального чехла, сложенного пористыми просадочными суглинками, легко переходящими в нижней части разреза в пластичное состояние под воздействием влаги;
- практически повсеместное развитие на склонах долин р. Майлису и ее притоков целой системы оползневых форм разных возрастных генераций: от современных до раннечетвертичных и широкое развитие современных оползней в телах древних;
- фильтрация и аккумуляция атмосферных осадков на разрыхленных в результате длительной оползневой подготовки склонах; повышенное гидростатическое давление в массиве грунтов у подножий склонов, особенно в период интенсивных осадков весной;
- замедленный характер процессов подготовки отдельных стадий оползневых смещений, происходящих в массиве склона, в особенности в связи с изменением гидрогеологического режима, который, в свою очередь, может определяться тектоническими движениями и влиянием подземного выработанного пространства;
- малобитность подземных вод на склонах долины Майлису, которые имеют характер затяжного выклинивания из пластовых структур мела всю первую половину года;
- медленное водонасыщение рыхлых пылевато-глинистых грунтов четвертичного покрова, переход их из твердого устойчивого состояния в размягченное с нарастающими свойствами ползучести, вплоть до состояния текучей консистенции.

Для бассейна Майлису характерны достаточно протяженные оползневые участки, которые могут тянуться вдоль долины на 1–3 км, изменяя свое направление вдоль долины или прорезающего ее борта сая. В верхней части склона ложе или трог оползня может располагаться вдоль контакта пород палеогена и верхнего мела, в нижней части склона он пересекает полосу мела и заканчивается на аллювиальной террасе (оползень Кой-Таш) или в части развития олигоценых пород кирпично-красной свиты (оползень ТЭЦ). В вершинах таких оползней зачастую нет цирков. Они об-

разуются из ряда гравитационных потоков (оползень Кульмен-Сай в верхней части склона), берущих свое начало с местного водораздела или потока оползневого сая,двигающегося к долине основной реки. Ниже на склонах оползневого трога наблюдаются более мелкие оползни, которые образуют как бы притоки главного оползня.

Крупные оползни имеют, как правило, террасовидные площадки с плоской поверхностью, а также боковые осыпи и оползни, которые со временем увеличивают массу главного языка и способствуют развитию гравитационного течения. Кроме общего движения и в связи с ним на теле главного потока наблюдаются многочисленные оседания, благодаря которым язык оползня имеет бугристую поверхность.

Применительно к условиям Майлису следует разделять пораженность территории стабилизировавшимися, временно стабилизировавшимися и действующими оползнями. Наиболее важно учесть экологические последствия действующих и временно стабилизировавшихся оползней, которые несут непосредственную угрозу погребения под грунтовой массой людей, животных, растительности, инженерных сооружений и их опасной деформации. Для Майлису, как и в целом для горного обрамления долин Центральной Азии, характерным является современная активизация стабилизировавшихся древних оползней, развитие в их телах современных вторичных крупных оползней. Поэтому в прогнозных геодинамических и геоэкологических оценках следует учитывать характеристики пораженности территории и этими оползнями. Коэффициент площадной пораженности территории Майлису (на общей площади ~ 100 км²) древними оползнями составляет 17%. За последние 50 лет в их телах сформировались и частично разгрузились не менее 50 современных оползней. На диаграммах рисунка IV.6.2 приведены некоторые характеристики современных оползней, развитых на древнеоползневых склонах.

Разгрузившиеся и стабилизировавшиеся оползни не несут непосредственной угрозы жизни человека и не создают катастрофической ситуации, но существенно ухудшают качество природной среды: в их телах идет активное оврагообразование, зачастую участки зон аккумуляции заболачиваются, развиваются просадки грунта, активизируются дефляция почв, вторичные обрушения крутопадающих склонов и стенок отрыва. Такие территории нуждаются в значительных инженерных укрепительных и реабилитационных мероприятиях, без которых проживание здесь людей невозможно.

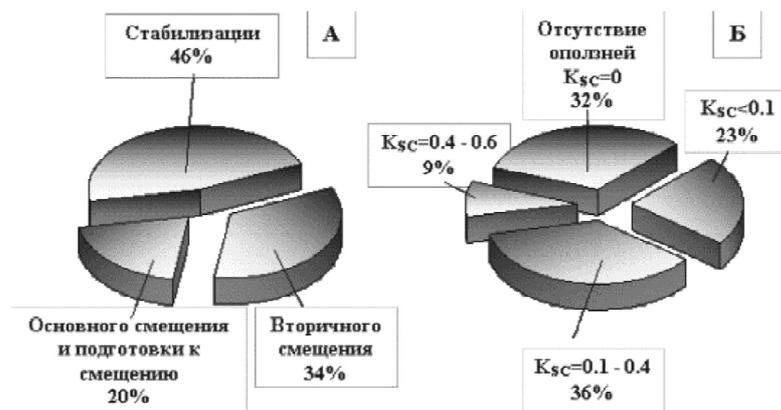


Рис. IV.6.2. Процентное соотношение количества современных оползней различных типов в районе гор Майлису, разделяемых по стадии развития (А) и по коэффициенту современной оползневой пораженности территории K_{sc} (Б). Состояние на начало 2003 г.

Подобных оползней в Майлису насчитывается от 80 до 100. Они, как правило, соседствуют с оползнями стадии повторных смещений, активность которых постепенно затухает. Активная стадия повторных или многократных подвижек оползневых тел, верхового развития оползней (активизация участков стенки отрыва) продолжается на протяжении до десяти и более лет. К подобному типу, например, относится оползень “Тектоник”, создающий угрозу оползневого поражения в любой своей части на площади от 0,5 до 0,75 км². При этом до сих пор, несмотря на то, что с момента первичной разгрузки прошло 10 лет, сохраняется угроза подвижки языковой части оползня объемом ~0,8 млн. м³ и перекрытия русла реки Майлису.

Наибольшую угрозу представляют собой оползни, находящиеся в стадии основного смещения или подготовки к основному смещению. В настоящее время к подобному типу отнесено около 40 уже сформировавшихся оползней и локальных участков горных склонов с трещинами закола и просадками земной поверхности.

Некоторые статистические соотношения между различными типами и активностью современных оползней района гор. Майлису показаны на рисунках IV.6.3 и IV.6.4. Общая пораженность территории современными оползнями в период с 1950 по 2003 г. увеличилась с 1,7% до 9,0%. При этом наибольшая скорость приращения площади оползневого поражения наблюдалась в период с 1984 по 1994 гг., когда она составляла в среднем 0,37% в год. В аномальные по оползневой активности годы, как это было, например, в 1969 или 1992 гг., величина достигала значений от 0,8 до 1,2% в год.

На рисунке IV.6.4 показана общая картина развития оползневых процессов с 1950 года, т.е. с момента интенсивного промышленного освоения территории. Техногенный стресс явился своеобразным спусковым механизмом, который позволил в явном виде реализовать потенциал природных факторов оползнеобразования в рассматриваемом районе, существенно интенсифицировав

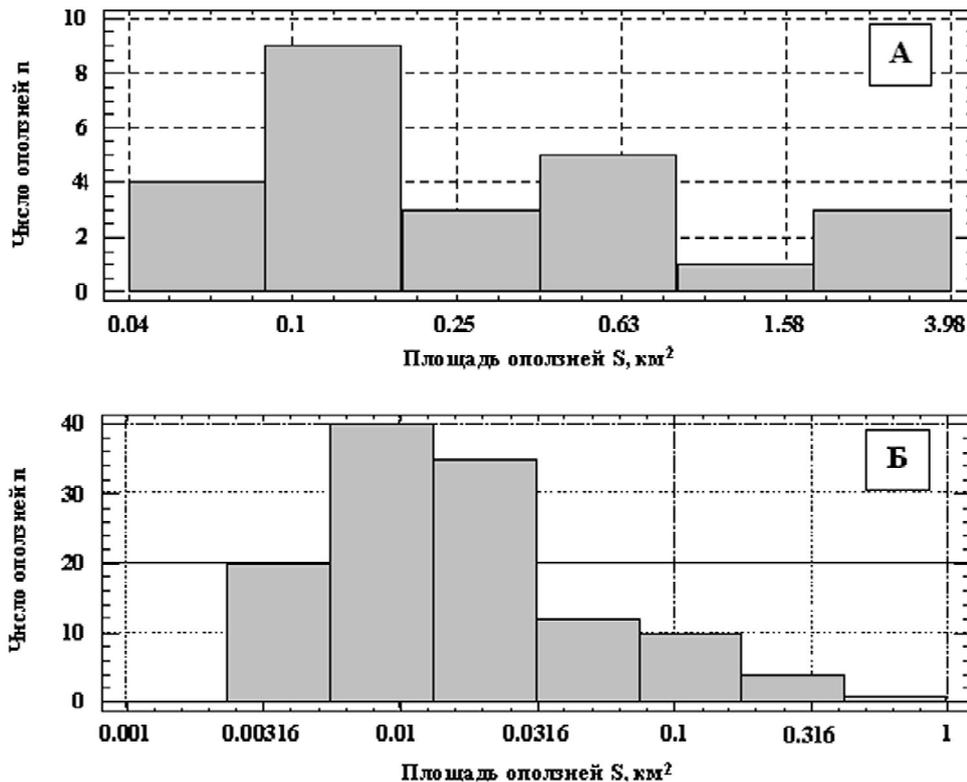


Рис. IV.6.3. Распределение площадей отдельных оползней на участке НПП Майлису
А – древние оползни, Б – современные оползни

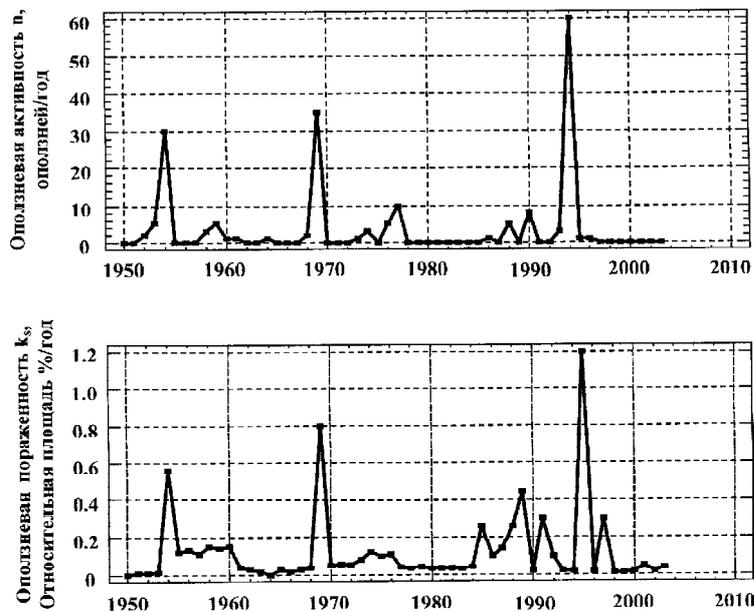


Рис. V.6.4. Динамика оползневой активности района гор. Майлису

этот процесс: если на момент начала освоения уранового месторождения Майлису было установлено на этой территории по разным оценкам от 20 до 40 оползней, то в настоящее время их насчитывается более 150.

В условиях техногенеза сохранилась и даже более явно проявилась природная ритмика процессов оползнеобразования. Стандартный спектрально-временной анализ этих процессов после фильтрации высокочастотных компонент совершенно определенно выявил несколько преобладающих по амплитуде периодов активизации: 26,0, 17,3, 13,0, 8,7, 6,5, 3,5–4,5 лет. Подобная же многолетняя квазипериодичность характерна для сейсмических процессов Тянь-Шаня и изменения метеословий, т.е. основных факторов, влияющих на оползнеобразование.

По данным многочисленных наблюдений за развитием оползневых процессов в горном обрамлении Ферганской впадины установлено, что массовая активизация оползней в этом регионе, в том числе и в бассейне Майлису, отмечается в многоводные годы (1954, 1969, 1994 гг.) и при максимальном подъеме уровня грунтовых вод. Наиболее неблагоприятным сочетанием атмосферных факторов является: снежная зима, значительное накопление снега и льда в высокогорных областях питания, затяжные ливневые осадки холодной весной, совпадающие по времени с интенсивным таянием снега на вершинах гор. В бассейне Майлису это горы Ангerek-Тоо, Бешбаджа и более дальние – Чаак-Тоо, Бообашатинский горный узел.

За последние 50 лет ритмы рассматриваемых природных процессов в пределах рассматриваемой территории не оставались постоянными, они меняли продолжительность, исчезали и появлялись вновь, изменяя тем самым геодинамическое состояние верхней части земной коры. Эти изменения наглядно демонстрируют СВАН-диаграммы процессов, представленные на рисунке IV.6.5. На оси абсцисс отмечено календарное время, на оси ординат – величины периодов в годах. Каждому календарному году соответствует свой спектр процесса, наибольшая зачерненность которого соответствует максимальной амплитуде. Горизонтальная протяженность затемненных полос указывает на временной интервал, в течение которого процесс был устойчивым. На примере СВАН-диаграмм атмосферных осадков в субрегионе хорошо прослеживается перестройка атмосферных циклов от четко выраженных длиннопериодных (13–17 лет в середине XX столетия) к средне – короткопериодным (7,5 и 3,5–4,5 лет в 70-х годах прошлого столетия) и, наконец, к состоянию неупорядоченности или хаоса в конце прошлого столетия.

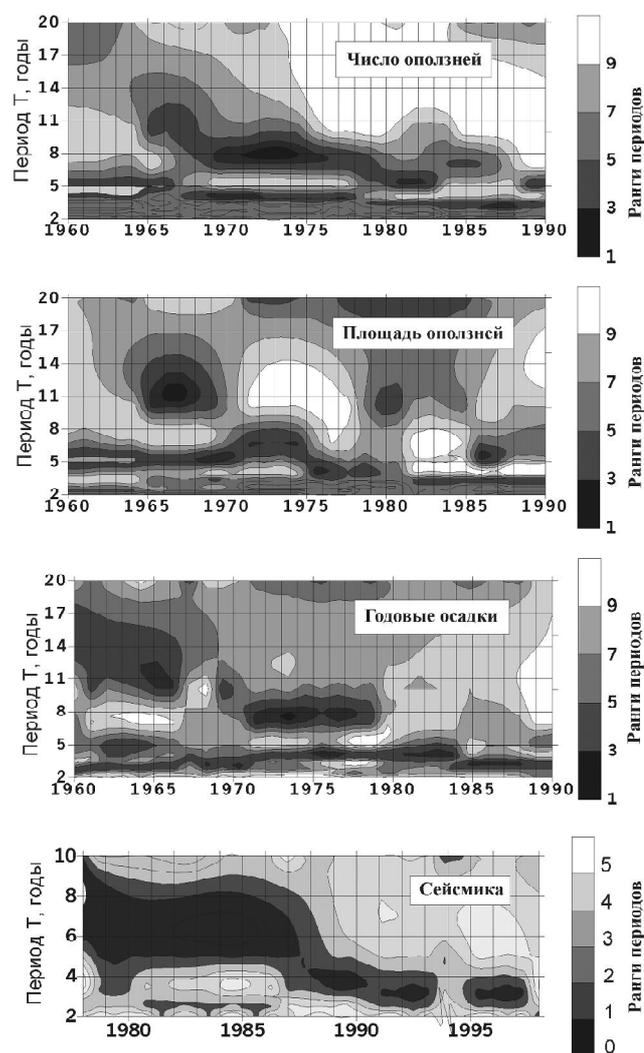


Рис. IV.6.5. СВАН-диаграммы временных рядов оползневых процессов и влияющих природных факторов на участке НПП Майлису (ранг 0 – 1 соответствует доминирующим по амплитуде ритмам)

Неустойчивой во второй половине прошлого столетия была и субрегиональная ритмика сейсмических процессов. СВАН-диаграмма годовой кумулятивной сейсмической энергии на территории Майлису демонстрирует перестройку от достаточно размытой, но тем не менее достоверно выделяемой с периодами в 5 – 8 лет регулярностью, к короткопериодному (~ 3 лет) интервалу 90-х годов прошлого столетия.

Ритмика интенсивности оползнеобразования по двум критериям – числу оползней и площади оползневого поражения – наиболее стабильна в своих короткопериодных компонентах (от 3 до 5 лет). Для 70-х годов прошлого столетия значительными были 7 – 9 летние гармоника.

Развитие сетей локального мониторинга: результаты и перспективы использования

В средней части бассейна Майлису выделяется ряд средних и крупных оползней. Их районирование целесообразно провести по приуроченности к основным геологическим структурам.

На участке Главной антиклинали:

- По правому борту долины р. Майлису на крутом эрозионно-денудационном склоне сформировался оползень “Изолит”, состоящий из трех крупных блоков, каждый объемом от 35 до 50 тыс. м³, ныне находящийся в стадии медленного смещения с активизацией в наиболее влажные годы в весенний период времени.

- По левому борту долины р. Майлису в сводовой части Главной антиклинали и на крутом северном крыле развивается оползень “Тектоник”, частично разгрузившийся в 1992 г, затем в 1994 г. общим объемом ~2 млн. м³, в головной части которого формируются крупные, объемом более 50 тыс. м³ оползневые блоки с ежегодным продвижением вниз по склону реки на 1,5–2,5 м;

- На южном пологом склоне Главной антиклинали на границе смещенных блоков и коренных пород верхнего мела по тальвегу центрального диагонального сая в 1953 г. сформировался оползень “Техникум” объемом ~ 20 тыс. м³, подвижки которого были зарегистрированы в 1982, 1988, 1989 и 1991 гг. В настоящее время выше его головной части, оконтуривая стенку отрыва, развивается еще один оползень, который может существенно увеличить общий объем оползневых масс, смещающихся по тальвегу сая в сторону левого борта долины р. Майлису.

На участке Центральной антиклинали:

- По левому борту долины р. Майлису в теле гигантского (объемом ~10 млн. м³) древнего оползня Кой-Таш на разных гипсометрических уровнях формируются оползни объемом от десятков до сотен тыс. кубических метров с возможностью развития цепного оползневого процесса с общим объемом смещающихся в сторону реки оползневых масс до 2–5 млн. м³;

- По правому борту долины р. Майлису выше по склону от устья реки Кара-Агач активизируются и смещаются в сторону поселка Южный Кара-Агач оползни объемом 10–50 тыс. м³. Общая площадь оползневого поражения здесь составляет ~0,5 км² при протяженности отдельных оползневых языков до 400 м.

На участке Северной антиклинали.

По левому борту долины р. Майлису на протяжении почти 2 км склон является оползневым; здесь чередуются современные оползни в эрозионно-денудационном массиве, в древнеоползневых телах и в покровных отложениях лессовидного суглинка с объемом оползневых тел от десятков до сотен тысяч кубических метров; оползневые языки достигают реки Майлису.

Северный борт ручья Кульмен представляет собой пологий протяженный склон общей площадью ~1,5 км², сформированный в раннечетвертичное время; здесь в сторону русла ручья смещены крупные оползневые блоки мощностью до 100 м, в пределах которых формируются просадки и небольшие современные оползни объемом до 20–30 тыс. м³.

На участке Сары-Бээ по правому борту в среднем течении реки медленно смещается по пологому склону (крутизна ~15°) четвертичный покров по коренным породам мела; эти оползни имеют характер вязкого течения в виде длинных языков – при ширине 150–200 м они имеют длину до 1 км. Базисом оползней является пойма р. Сары-Бээ. Воды реки постоянно разрушают и уносят поступающий в русло оползневой материал.

Изложенное показывает, что даже на небольшой территории в средней части бассейна р. Майлису каждый оползне-обвальный склон специфичен по строению и развитию на нем современных экзогенных геологических процессов, по размещению, размерам и состоянию основных зон, участков и поверхностей ослабления, направлению и механизму движения оползневых масс, размерам и строению опасных зон. Каждый крупный оползень требует индивидуального подхода и специальных исследований. Поэтому закономерности и факторы их формирования нельзя свести к какой-либо единой схеме. В то же время для основных генетических групп оползней и обвалов характерны многие общие закономерности. Прогноз этих явлений и обоснование основных направлений инженерной защиты территории и сооружений в Майлису должны строиться как на индивидуальных, так и на общих – региональных закономерностях формирования обвально-оползневых явлений разных типов и объемов. Верхние иерархические уровни мониторинга – региональный и субрегиональный – позволяют установить пространственно-временные изменения ок-

ружающей среды, проследить геодинамику в пределах природно-техногенных комплексов, подобных Майлисуйскому, выявить локальные границы наиболее опасных их проявлений. В нашем понимании локальный уровень приурочен к определенному техногенному или природному геодинамически нестабильному объекту (хвостохранилище, оползень и др.). В процессе геомониторинга здесь дается оценка динамики изменения структуры и состояния массива горных пород (МГП) на основе режимных наблюдений с использованием комплекса геофизических методов и стационарных систем сбора и обработки геотехнической информации.

В настоящее время подобная локальная сеть в Майлису формируется в виде научно-прогностических полигонов (НПП) на участках высокого экологического риска. На рисунке IV.6.6 показан один из таких полигонов на участке размещения хвостохранилищ радиоактивных отходов (Главная Майлисуйская антиклиналь). Система геомониторинга полигона функционирует в составе:

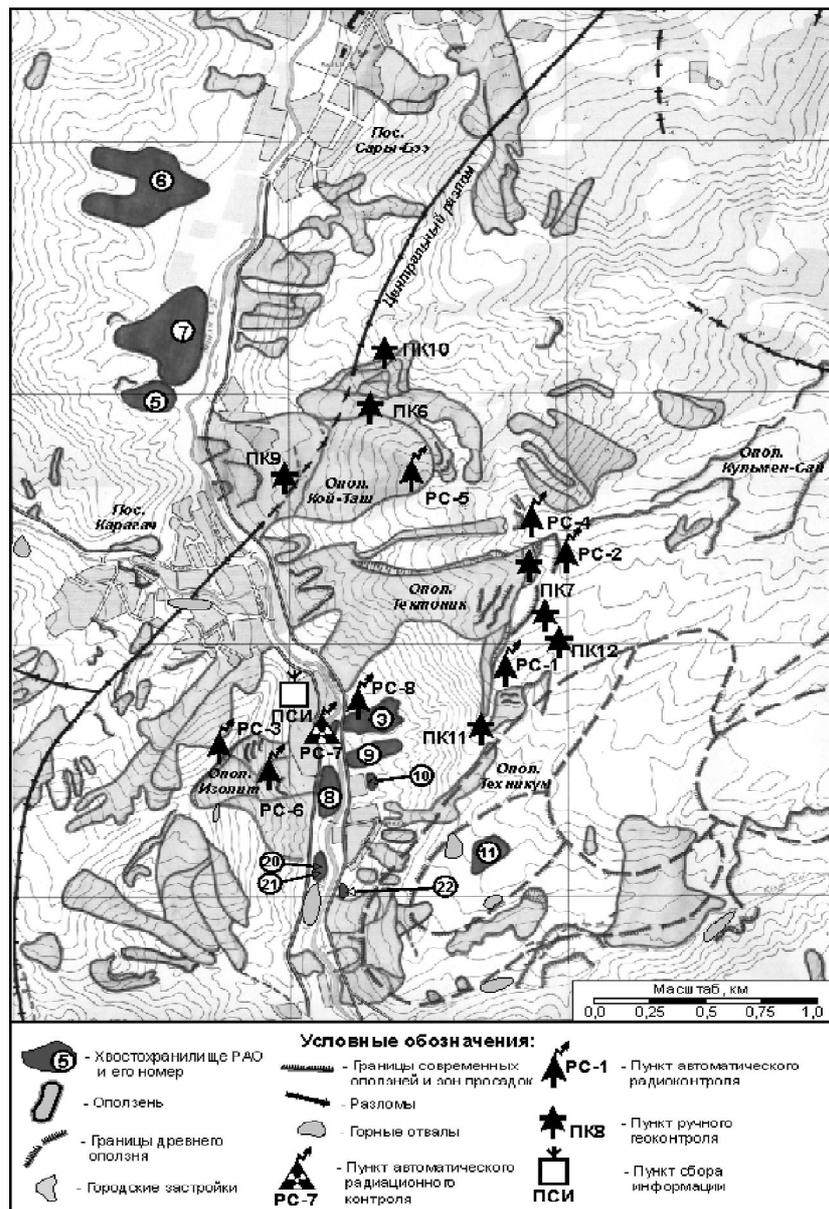


Рис. IV.6.6. Карта участка научно-прогностического полигона в г. Майлису и схема размещения пунктов геоконтроля

- пункта автоматизированного сбора информации, установленного в помещении с постоянно находящимся в нем дежурным персоналом;
- шести сигнализаторов оползневой опасности, размещенных на горных склонах и передающих информацию о движении оползневых блоков в автоматическом режиме на пункт сбора информации;
- восьми пунктов непрерывного высокоточного контроля смещения оползневых блоков с выдачей информации на переносной портативный прибор оператора (геотестер);
- четырех микрополигонов реперных сетей геоконтроля смещения оползневых блоков;

Режим наблюдений за подвижками крупных оползней предусматривает ежесуточный сбор информации о величине суточного смещения каждого из контролируемых оползневых участков в автоматическом режиме. При скорости смещения оползневого блока более установленной нормы контроля, информация о величине смещения передается немедленно, в приоритетном порядке, на пункт сбора информации с соответствующей сигнализацией. Общая картина смещения оползневых блоков на протяжении последних семи лет представлена на рисунке IV.6.7. Здесь же приводятся важные для оползнеобразования гидрометеорологические данные и показана сейсмическая обстановка в радиусе 200 км вокруг г. Майлису.

В наиболее оползнеопасный весенний период, на сформировавшихся новых оползневых блоках разбивается оперативная сеть автоматизированного контроля смещений с высокой частотой

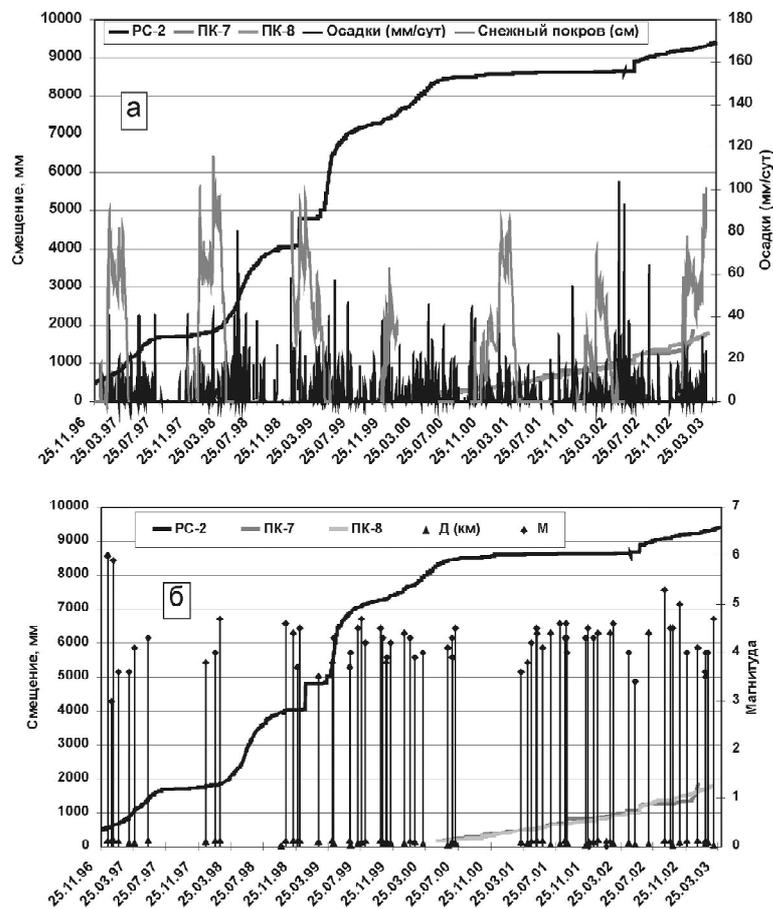


Рис. IV.6.7. Смещение оползня “Тектоник” и влияние климатических (а) и сейсмического факторов (б) по измерениям на пунктах контроля ЗС-2, ПК-7 и ПК-8 (см. рис. IV.6.6)

опроса экстензометров: минимальный устанавливаемый в аппаратуре период опроса – 2 минуты. Это позволяет оперативно выделить лидирующий блок и установить непрерывный долговременный контроль за характером его движения.

Применение геофизических методов на потенциально опасных горных склонах, прежде всего на древнеоползневых, позволяет решать целый комплекс задач:

- производить реконструкцию плоскостей скольжения древних оползней, локализацию и оконтуривание крупных разломов, зон дробления скального основания и разуплотнение грунтов покровного чехла;
- оценивать состояние обводненности горных массивов и установить источники обводнения с возможностью организации режимных наблюдений;
- контролировать напряженно-деформированное состояние грунтов и их изменений на основе показателей анизотропии геофизических характеристик среды.

Данные геофизического изучения горных массивов используются для оптимального размещения пунктов геотехнического контроля с целью проведения режимных наблюдений.

На рисунке IV.6.8 представлены геоэлектротомограммы, снятые вдоль трех параллельных профилей в приводораздельной части древнеоползневого склона Кульмен-Сай. Этот склон, площадью около 4 км² представляет собой южное пологое крыло Главной Майлысуйской антиклинали, сложенной породами мела и палеогена. В древнечетвертичное время в результате мощного землетрясения на этом склоне произошли крупные оползневые явления, в результате чего пласты отложений палеогена и частично верхнего мела были надломлены в приводораздельной части (ныне абс. отметки 1450–1500 м) в субширотном направлении и смещены по всему склону в южном направлении в сторону ручья Кульмен, где были образованы оползневые террасы и глыбовые навалы мощностью до 100 м. На обнаженных пластах верхнего мела впоследствии был образован покровный чехол лессовидных суглинков мощностью от нескольких десятков сантиметров (на крутых участках склона) до 10 м (у подножья склона и в понижениях рельефа). Крупные пакеты смещенных пластов мела объемом 5 млн. м³ на склоне создают холмисто-увалистый рельеф.

На геоэлектротомограммах хорошо прослеживается зона разлома субширотного простирания в приводораздельной части склона шириной 40–60 м. Она заполнена обвальным оползневой массой щебня, глыб песчаника, гравелита, известняка с глинистым заполнителем, в значительной мере обводненной за счет подземных вод, выклинивающихся из-под пластов известняка в сохранившейся части горного массива. Выступ известняка хорошо прослеживается на верхней томограмме, он выходит на поверхность на абс. отметке 1480 м.

В зоне разлома по всей полосе формируется мощная зона просадки, где покровный чехол, включая маломощные и раздробленные пласты мел-палеогеновых пород постепенно смещаются вниз по склону. Плоскостью скольжения здесь являются третичные глины, имеющие удельное электрическое сопротивление от 2 до 5 Ом·м. Активизация оползневого движения происходит в наиболее водообильные годы, когда тонкие глинистые прослои приобретают текуче-пластическую консистенцию. В нижней части разреза залегают меловые песчаники, являющиеся хорошим водопором, поэтому по мере разуплотнения больших участков склона в приводораздельной полосе здесь с каждым годом увеличивается инфильтрация атмосферных осадков и активизируются оползневые процессы.

Результаты многолетнего мониторинга на Майлысуйском НПП позволили установить, что на компактной территории субрегиона существуют и взаимодействуют оползни различного генезиса, обладающие весьма изменчивым и дифференцированным характером смещения, что определяется во многом различной чувствительностью каждого из них к определенной группе природных факторов.

Оползни в рыхлых покровных грунтах имеют ярко выраженный гидрогенный характер, их активность в значительной мере определяется условиями местного атмосферного увлажнения: величиной снежного покрова, темпами снеготаяния, совпадением времени снеготаяния и затяжных, переходящих в ливневые дождей. Период активизации таких оползней наиболее короткий –

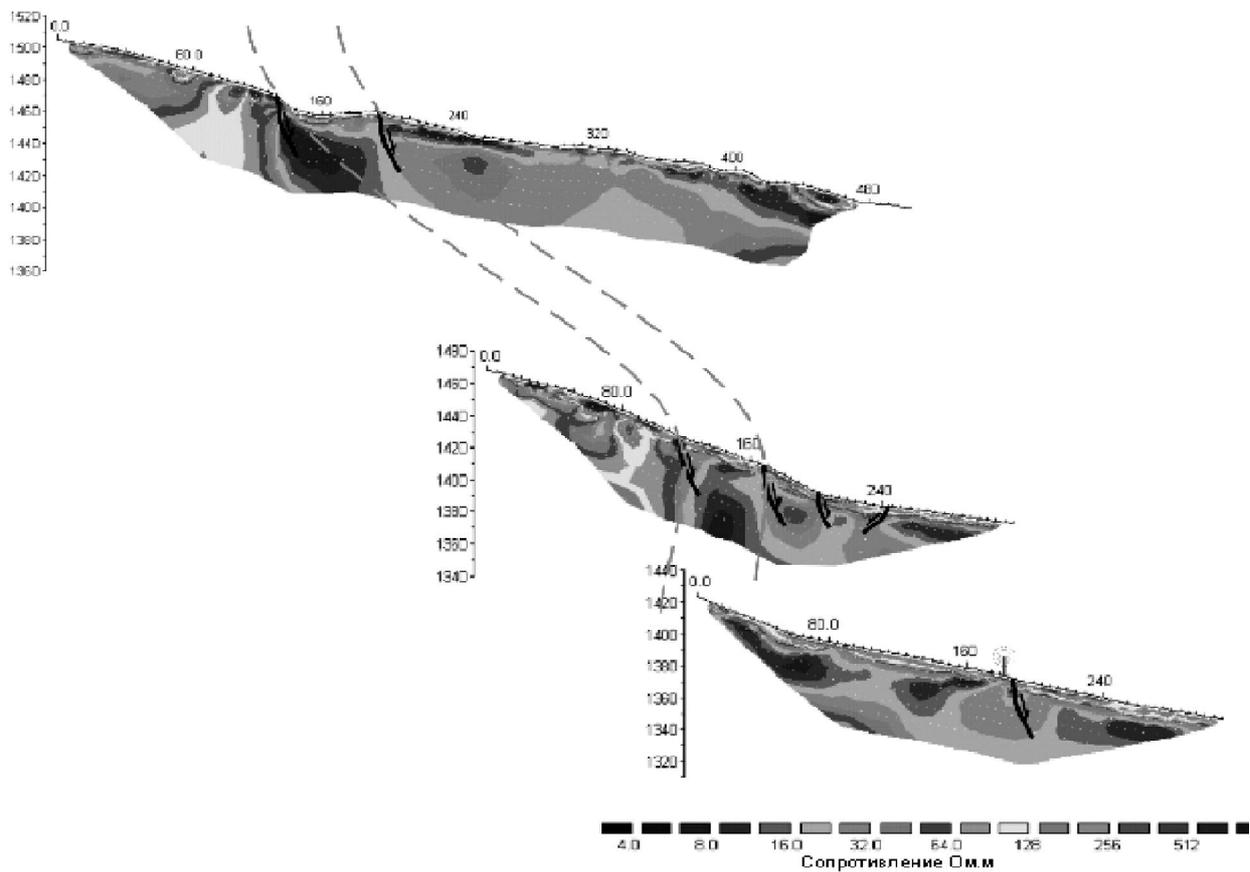


Рис. IV.6.8. Электротомограммы древнеоползневого склона “Кульмен-Сай”

два месяца: с середины марта до середины мая каждого года. В стадии подготовки к основному смещению у них отмечаются небольшие скорости смещения – от 1 до 3 мм/сутки со стабилизацией на протяжении большей части года. Объемы оползневых тел, как правило, не превышают 30–50 тыс. м³. Сейсмотектоническое воздействие на них может проявиться в виде однократной подвижки и дополнительной нагрузки оползневых масс от разрушения крутых стенок отрыва в головных частях.

В ненарушенных покровных чехлах преимущественно в лессовидных суглинках, сформированных на поверхности третичных глин, возникают крупные блоковые оползни объемом до 1–2 млн. м³ с мощностью оползневых тел до 10–15 м. Их первичная активизация происходит при совместном влиянии сейсмотектонических и гидрогенных факторов, при этом первичные оползни быстро (возможно – в течение одного весеннего сезона) проходят все стадии оползнеобразования и основного смещения, что создает видимость их внезапности. В последующие годы на участке стенки отрыва по всему фронту формируются и активизируются сравнительно небольшие оползневые блоки объемом до 100 тыс. м³. Заколообразование, просадки, вдольсклоновые смещения на 1–3 м в этих частях склонов наиболее интенсивно протекают в марте–апреле каждого года, при этом скорость смещения не превышает 20–50 мм/сутки. Чувствительность вторичных оползней в верховых частях склонов к малым сейсмическим воздействиям (рядовым субрегиональным сотря-

сениям в 3–4 балла) хотя и маскируется на фоне влияния гидрогенного фактора, но тем не менее улавливается по отсутствию фазы полной стабилизации блоков в летне-осенний, практически абсолютно сухой период, когда непрерывные смещения блоков продолжаются со скоростями от 1 до 4 мм/сутки.

Оползневая активность под влиянием сеймотектонического фактора в большой мере проявляется в грунтах маломощного покровного чехла, покоящихся на палеогеновых известняках в приводораздельных частях склонов. Акустические жесткости этих пород на границе их раздела различаются не менее чем на порядок и относительно маломощные (до 10 м) слои известняка играют роль своеобразной мембраны, разрыхляющей грунты покрова. Незначительное общее сезонное обводнение пород приводораздельной части склона, где формируются подобные оползни, обеспечивает слабую гидрогенную маскировку оползневой активности. При общей величине смещения 200–500 мм/год, хорошо прослеживается скачкообразный характер движения. Например, в январе 1997 г. подобный оползень “Кой-Таш – верхний” находился в состоянии покоя, и во время мощного Кош-Дебинского землетрясения с $M=5,9$ была зафиксирована его скачкообразная подвижка величиной 336 мм, а через 40 часов – повторная, приблизительно такой же величины – 276 мм. После этого оползень длительное время находился в состоянии покоя.

Генезис современных оползней, которые формируются на древнеоползневых склонах, комплексный гидрогенный при определяющем влиянии подземных вод. Здесь в оползневой процесс вовлекаются крупные пакеты раздробленных мел-палеогеновых песчаников и известняков. Третьичные глины в плоскостях скольжения длительное время находятся в состоянии вторичной ползучести. По мере смещения оползневых тел объемом $\sim n \cdot 10^6$ м³ возникает разуплотнение массива как в головных частях, так и в низовых – зонах мобилизации, где происходит формирование валов выпирания, раскрытие глубоких, зияющих трещин. В западинах, просадках, крупных трещинах за зиму накапливается большая масса снега, который медленно тает и хорошо увлажняет глинистые породы. На склонах северо-западной экспозиции затяжной период снеготаяния совпадает с конца марта до середины апреля с интенсивными дождевыми осадками.

На древнеоползневых склонах субрегиона значительную роль в активизации современных оползней играют разломы в коренном ложе, перекрытые мощной (до 40 м) глинистой массой и дробленными пакетами мел-палеогеновых пород. Эти разломы активны, стратиграфически берега их смещены на десятки метров, и для подземных вод дальних областей питания они играют роль своеобразного барража, перехватывая и трансформируя их в область контакта с рыхлым чехлом. Современные вдольсклоновые скорости деформации здесь достаточно малы и в среднем составляют $\sim n \cdot 10^{-7}$ сут⁻¹. В весенне-летний активный период эти скорости возрастают на порядок.

Все крупные древние оползни субрегиона могут быть отнесены к типу глубоких сейсмогенных оползней, образованных в раннечетвертичное время. У них явно выражены все характерные для такого рода оползней признаки:

- формирование в относительно прочных массивах пород, для которых оползнеобразование в коренном залегании нетипично; в данном случае это песчано-глинистые отложения верхнего мела – нижнего палеогена;

- необычные соотношения размеров: при большой площади непропорционально малый захват склона по глубине; на оползне “Кульмен-Сай” это соотношение таково: ширина оползневого блока в момент начала смещения $\sim 1,5$ км, длина $\sim 0,8$ км, мощность смещающегося массива – от 40 до 110 м;

- срезание пластов, не считаясь с прочностью слагающих их горных пород;

- образование на необводненных склонах с крутизной, близкой или даже меньше предельной; на оползне “Кульмен-Сай” наклон пластов в сторону смещения (пойма ручья Кульмен) составляет от 5–8 до 20–25° на различных участках склона;

- отсутствие повторных смещений всем объемом по первоначальной поверхности скольжения на протяжении последующих десятков тысяч лет, т.е. незавершенность процесса оползания в момент своего образования;

- приуроченность к сейсмоактивным зонам и сейсмодислокациям.

На таких склонах возникают все предпосылки для формирования гравитационных дислокаций и развития крипа. Основными факторами этого процесса здесь являются: наличие тектонических разломов в нижних частях склонов, благоприятный литологический состав пород, слоистость, наличие слабых глинистых прослоев. Отмечен ряд признаков, подтверждающих реальность развития гравитационных дислокаций на древнеоползневом склоне Кульмен-Сай: медленные смещения отдельных участков склона со средней скоростью ~5 см/год по падению склона в период с 1950 по 1964 гг.; активизация локальных оползневых процессов и наличие протяженной зоны разрывных нарушений субширотного простирания в верхней приводораздельной части склона; оползневая активность, формирование мелких локальных оползней в нижней части склона, их активизация в наиболее экстремальные по количеству атмосферных осадков годы, что указывает на наличие избыточного стресса пород в этой зоне.

Таким образом, опыт и практика многолетних комплексных наблюдений за оползневыми процессами на НПП Майлису подтверждают эффективность и надежность избранного подхода, методов и системы мониторинга в части прогнозирования оползневой активности, и в целом – обеспечения безопасности населения. В то же время детальное изучение оползней на локальных участках позволяет уточнить субрегиональные закономерности развития оползней как в качественном, так и в количественном отношении.

Типизация оползневых склонов, оценка степени влияния отдельных природно-техногенных факторов на оползневую активность, временные особенности развития оползней, их кинематика и динамика имеют важное значение для субрегионального прогноза. В горной местности, порой в труднодоступных условиях, не всегда возможно размещение аппаратуры мониторинга на потенциально опасных склонах, поэтому применение метода геомеханических аналогий и привязка оценок к полигону Майлису могут сыграть свою положительную роль в перспективном (долгосрочном) оползневом прогнозе.

Одной из главных региональных закономерностей развития дугообразной области массового распространения гравитационных смещений на горных склонах (оползней, обвалов, селей) в предгорных районах Ферганской впадины является их приуроченность к главным неотектоническим формам: разломам, разрывам и складкам. Эти формы отражают активные горообразующие деформации земной коры. Взаимодействие между активными тектоническими блоками земной коры наряду с высокой сейсмичностью являются ключевыми региональными геодинамическими факторами, управляющими оползневой активностью, а также определяющими незатухающий характер оползневых процессов.