

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.348.436(282.255.6)

СЛЕДЫ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОЗЕРНЫХ ОСАДКАХ
КОК-МОЙНОКСКОЙ ВПАДИНЫ (*Северный Тянь-Шань*)

И.Э. Поволоцкая, А.М. Корженков, Э.М. Мамыров

Институт сейсмологии НАН КР, 720060, Бишкек, микрорайон Асанбай 52/1, Киргизия

Исследовались проявления деформационных структур в осадочных отложениях Кок-Мойнокской впадины (Западное Прииссыккулье) — залива оз. Иссык-Куль в среднем плейстоцене, а также оценивалась значимость этих деформаций как индикаторов палеосейсмичности. Волнообразные деформационные структуры обнажаются в переслаивающихся рыхлых слоях мелководно-озерного, пляжного и флювиального генезиса. Конволюционные структуры — это деформации, в которых мергели внедряются в низы крупнозернистых песков с галькой, а последние выжимаются вверх и формируют морфологию „столбов“. Мы использовали семь критериев для отнесения выявленных деформаций в рыхлых осадках к палеосейсмической деятельности, которые являются убедительными доказательствами сейсмического происхождения данных деформационных структур: 1) местонахождение исследуемых деформаций в сейсмически-активных областях; 2) подходящий состав осадков — слабоконсолидированные, метастабильные пески и илы с низким сцеплением; 3) сходство структур, полученных экспериментально, со структурами, образованными сейсмическими сотрясениями; 4) исключение возможности образования деформаций вследствие гравитационного течения; 5) деформированный слой должен находиться в стратиграфическом “сэндвиче” из недеформированных слоев; 6) латеральная протяженность и региональное изобилие конволюций; 7) циклическое повторение структур. Эмпирические отношения между магнитудой и максимальным расстоянием от эпицентра до развития участков разжижения грунтов делают активную эпицентральную зону к северу от оз. Иссык-Куль с ее частыми сейсмическими событиями с высокой магнитудой наиболее вероятным источником деформационных структур. Описанные сейсмогенные конволюции указывают на высокую сейсмическую активность региона уже в среднем плейстоцене.

Сейсмичность, палеосейсмология, Кок-Мойнокская впадина, Иссык-Кульская впадина, Тянь-Шань.

SIGNATURE OF LARGE EARTHQUAKES IN LACUSTRINE DEPOSITS
OF THE KOK-MOINOK DEPRESSION (*northern Tien Shan*)

I.E. Povolotskaya, A.M. Korzhenkov, and E.M. Mamyrov

We investigated signature of Middle Pleistocene deformation in lacustrine deposits of the Kok-Moinok depression (a bay of Lake Issyk-Kul, western Issyk-Kul region) and its significance as indicator of past seismicity. Wavy deformation structures are exposed within interfingering beds of shallow lacustrine, beach, and fluvial origin. Other deformation structures exist as marl intrusions in coarse pebbly sand, whereby the latter is squeezed up, forming pillar-like elements. We used seven field criteria for relating soft-sediment deformation to paleoseismic triggering, which provide strong evidence for a seismic origin of the deformation structures: (1) location of the deformation in active seismic areas; (2) lithology of sediments, which are loose metastable sand and low-cohesion silt; (3) similarity of experimentally obtained structures to those produced by seismic motions; (4) implausibility of gravitation sliding as a formation mechanism of the structures; (5) stratigraphic position of the deformed sediments sandwiched between undeformed layers; (6) lateral extent and regional abundance of convolutions; (7) cyclic repetition of structures in the section. The deformation structures were most likely produced by events within the highly seismic active epicentral zone north of Lake Issyk-Kul, judging by empirical relationships between earthquake magnitude and the maximum epicentral distance to liquefaction sites. The seismogenic structures record high seismic activity as early as the Middle Pleistocene.

Seismites, paleoseismology, Kok-Moinok depression, Issyk-Kul depression, Tien Shan

ВВЕДЕНИЕ

Деформационные структуры в рыхлых осадках — обычное явление в уплотненных и водо-насыщенных песках, переслаивающихся с алевролитами или глинами. Они описаны во многих статьях в различных седиментационных обстановках, в частности, в озерных слоях [1, 2 и др.]. Рыхлые осадки описываются как потерявшие прочность в разжиженном состоянии [3]. Во многих случаях деформации были обусловлены землетрясениями. Тянь-Шань является одним из наиболее сейсмически-активных регионов мира и известен своими сильными землетрясениями. Среднеплейстоценовые-голоценовые озерные осадки Иссык-Кульской впадины восприимчивы к интенсивной сейсмической активности, однако до второй половины 1990-х годов отсутствовали попытки исследования деформационных структур в отложениях как свидетельств палеосейсмичности и продления в глубь тысячелетий записи сейсмической активности. Цель данного исследования — характеристика деформационных структур в осадках в районе Кок-Мойнокского палеозалива оз. Иссык-Куль (Северный Тянь-Шань) и оценка их значения как индикаторов палеосейсмичности.

ИССЛЕДОВАННАЯ ТЕРРИТОРИЯ

Территория оз. Иссык-Куль (рис. 1) является тектонической рамповой впадиной, ограниченной конвергентными взбросами. Тектоническая активизация на территории впадины и ее горного обрамления началась в олигоцене; миоцен и плиоцен совпадают с фазой интенсивного орогенического поднятия, отмеченного огрубляющимися вверх по разрезу осадками. Четвертичные накопления включают широкий спектр отложений — от тонких озерных глин до гигантских моренных глыб. Максимальная мощность кайнозойских отложений в Иссык-Кульской впадине достигает 5 тыс. м.

Озеро в Иссык-Кульском внутригорном бассейне образовалось в раннем неогене, оз. Иссык-Куль в его современном виде существует с начала четвертичного периода, приблизительно 700 тыс. лет. Его максимальный уровень достигал 1675—1680 м над уровнем моря. В настоящее время наиболее высокий возможный уровень озера, перед тем как его воды начнут переливаться в Боомское ущелье по направлению к Чуйской долине, 1620 м (см. рис. 1). В голоцене его уровень опускался на 110 м ниже современного, на что указывают подводные береговые террасы, затопленные речные каньоны, сеть речных русел и затопленные населенные пункты [4]. В первой половине XIX века уровень озера поднимался до отметки 1622 м, а затем постепенно опускался до его современной отметки 1606 м. Колебания уровня связаны с климатическими изменениями и активными тектоническими движениями во впадине и ее горном обрамлении.

Нами специально изучалась территория так называемой Кок-Мойнокской впадины, которая находится на западе Иссык-Кульской котловины (рис. 2). В структурном отношении эта впадина представляет собой асимметричную грабен-синклиналь северо-западного простирания. Ее северо-восточное пологое крыло переходит в смежное крыло Кунгейской мегантиклинали, структуры юго-западного крыла нару-

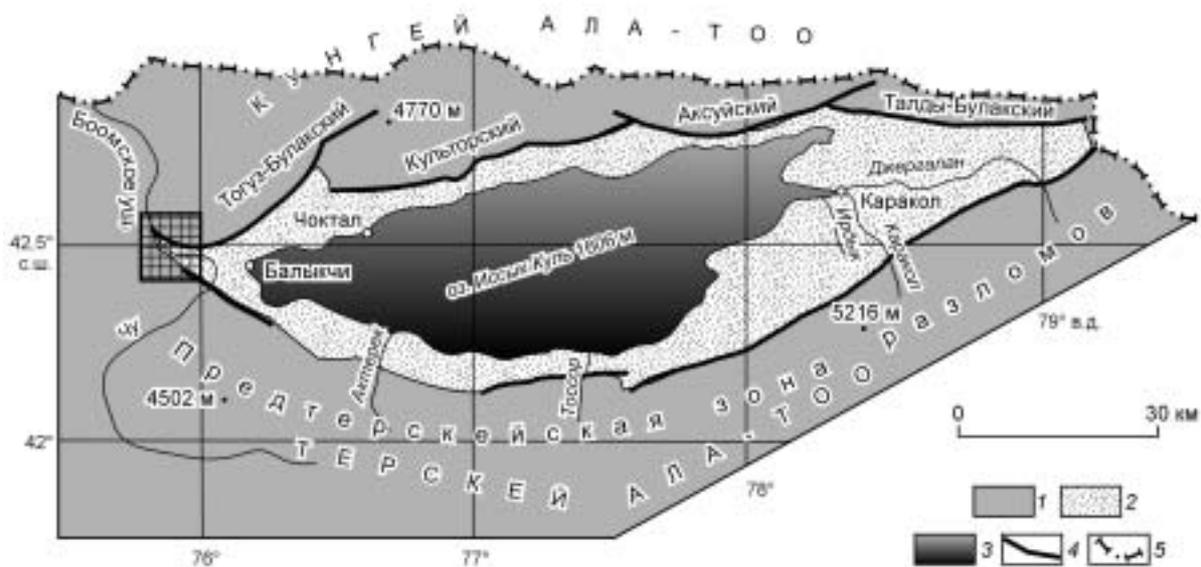


Рис. 1. Структурное положение оз. Иссык-Куль и его бассейна.

Заштрихованный квадрат — исследованная территория. Породы: 1 — докембрия и палеозоя, 2 — кайнозоя, неогена; 3 — поверхность озера; 4 — главные разломы; 5 — государственная граница.

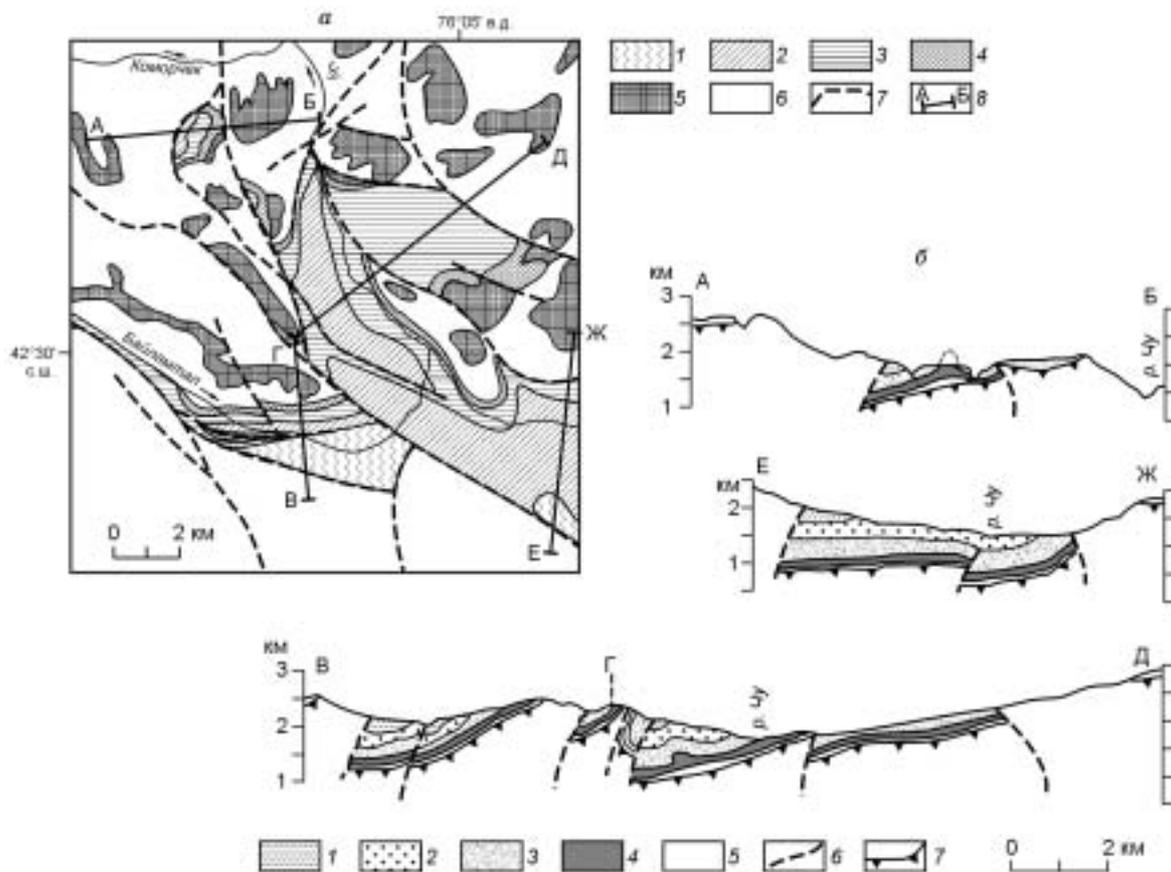


Рис. 2. Карта (а) палеоген-неогеновых отложений Кок-Мойнокской впадины и ее горного обрамления и геологические разрезы (б) (по данным [5], с изменениями).

а: 1 — шарпылдакская, 2 — чуйская, 3 — шамсинская, 4 — сулутерекская свиты; 5 — доорогенная денудационная поверхность; б: 1 — шарпылдакская, 2 — чуйская, 3 — шамсинская, 4 — сулутерекская свиты; 5 — домезозойские образования без расчленения; б — разломы; 7 — предорогенный пенеппен.

шены серией взбросов, по которым происходит контакт впадины и ее горного обрамления — Киргизской мегантиклинали.

Обособление Кок-Мойнокской впадины в пределах обширной синклинали структуры, существовавшей в месте схождения Киргизской, Кунгейской и Терской мегантиклиналей, началось в конце плиоцена и наиболее интенсивно протекало в среднечетвертичное время [5].

Среди кайнозойских отложений в Кок-Мойнокской впадине присутствует весь спектр молассовых накоплений, характерный для больших смежных впадин — Иссык-Кульской и Чуйской. На предорогенный пенеппен конформно ложатся преимущественно мелкообломочные осадки сулутерекской ($K_2—P_2st$) и (выше) шамсинской ($P_3—N_1^{shm}$) свит, а также двух свит тянь-шаньского орогенного комплекса, представленного чуйской (N_{1-2}^{cs}) и шарпылдакской ($N_2—Q_1^{sr}$) свитами, залегающими одна на другой.

Исследованный нами район находится в западной части Иссык-Кульской впадины, в районе разворота р. Чу на запад в сторону Чуйской долины. Здесь по обоим склонам долины реки наблюдаются выходы переслаивающихся тонких озерных осадков и грубых аллювиальных и пролювиальных отложений. Проведенные ранее исследования [5—7] указывают на существование здесь в среднем плейстоцене залива оз. Иссык-Куль, к этому же времени относится и накопление вышеупомянутых озерных отложений. Возраст осадков определялся палинологическим и биостратиграфическим методами.

Среднеплейстоценовые озерные отложения Кок-Мойнокской впадины представлены в основном светлыми суглинками, супесями и песчаными слоями. Эти отложения переслаиваются с горизонтами грубообломочного плохоскатанного гравия пролювиального происхождения. В них врезаны речные долины с аллювием позднплейстоценового и голоценового возраста. О принадлежности озерных осадков

Кок-Мойнокской впадины к древнему Иссyk-Кулю свидетельствует наличие типичных иссык-кульских остракод в нижних частях озерного разреза [6].

ОСНОВНЫЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ФАЦИАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ДЕФОРМИРОВАННЫХ СЛОЕВ

Изученные разрезы представлены чередованием хорошо стратифицированных слоистых песков, ила и песчано-галечных слоев. Все эти отложения характеризуются широко развитыми текстурами волнистой слоистости, иногда с массивной однородной текстурой. Сортировка хорошая. Циклический характер переслаивания ила и песка, часто с галькой, указывает на динамические фациальные флуктуации между мелководными озерными, пляжными и аллювиальными обстановками. Нами детально изучался разрез озерных отложений, расположенный на правом склоне долины р. Чу, напротив устья ее левого притока р. Байламтал. Здесь в 126-метровой толще осадков озерного и аллювиально-пролювиального генезиса встречены пять слоев отложений, содержащих сейсмитоподобные структуры (рис. 3). Главные характеристики изученного разреза следующие.

Самый нижний горизонт с сейсмитоподобными деформациями встречен в 17 м по разрезу выше кровли палеоген-неогеновых красноцветов, подстилающих четвертичную толщу. Здесь располагается слой глин мощностью в 3 м с прослоями песка толщиной 3—10 см. В этом слое выделяются три песчаных прослоя, содержащих конволютные структуры (рис. 4).

1. В средней части слоя глин прослой песков имеет волнообразную форму. Длина „волны“ обычно составляет 80—100 см, высота — 20—25 см. После замеров 18 соседних волн нами установлено, что все они асимметричные — севервергентные. Так, например, длина южного крыла одной из волн 40 см, а длина северного крыла 25 см. Деформированный прослой находится в 1,2 м ниже кровли слоя глин. Выше этого прослоя песков слой глин не деформирован.

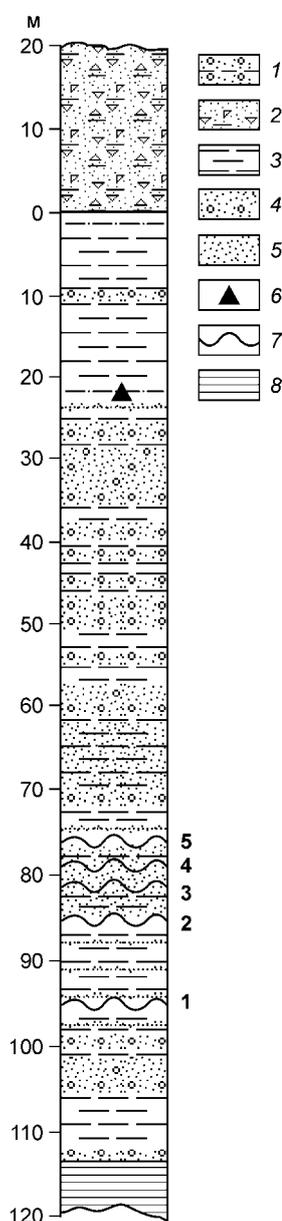
2. В 95 см ниже кровли слоя глин развит второй прослой мелкозернистых песков с волнообразной структурой. Длина волн этого прослоя составляет 30—56 см, высота — не превышает 10 см. Хотя размерность этих волн меньше, чем описанных выше, они также севервергентные. Гребни некоторых волн иногда имеют форму лежащих антиклиналей. В отдельных случаях части гребней антиклиналей оторваны и образуют изолированные линзовидные капли.

3. В 50 см ниже кровли слоя глин имеется еще один прослой рыхлого песка средней мощностью около 10 см. Кровля деформированного прослоя имеет волнисто-бугристую нерегулярную поверхность. В отдельных местах видно пережимание песчаного прослоя слоем глин. Мощность прослоя составляет всего 3 см. В ряде мест отмечаются раздувы песчаного прослоя до 25 см. Длина волн в кровле деформированного прослоя составляет 15—35 см, высота — до 25 см. Как уже упоминалось выше, песок, выполняющий прослой, очень рыхлый. В связи с этим имело место высыпание рыхлого песка из стенки естественного обнажения, и в настоящее время прослой, затронутый конволуциями, имеет негативный рельеф (см. рис. 4, б). Подошва деформированного прослоя также имеет волнистую форму. Ширина волн 10—30 см, высота — 3—10 см. Деформациями оказался захвачен не только прослой песчаника, но и отложения глин, расположенные выше кровли песчаного прослоя. В деформацию вовлечены и глинистые гравелиты, расположенные еще выше.

Таким образом, верхняя часть слоя глин мощностью 145 см представляет собой деформированную зону. Однако сформирована она была во время трех независимых, но сближенных во времени деформационных событий, о чем свидетельствует уменьшение степени деформации отложений между изученными песчаными прослоями, содержащими хорошо выраженные сейсмитоподобные конволуции. Латеральное простираение слоя с деформациями удалось проследить на протяжении 50 м вверх по руслу сухого ручья, далее к северу слой погружается под пролювиальные отложения.

Рис. 3. Стратиграфическая колонка озерных накоплений в Кок-Мойнокской впадине, [6] с добавлениями.

1 — галечники, 2 — пролювиальные отложения, 3 — суглинки и глины, 4 — гравелиты, 5 — песок, 6 — местонахождение фаунистических остатков, 7 — горизонты сейсмиев, 8 — отложения киргизской свиты (P_3-N_1 sm).



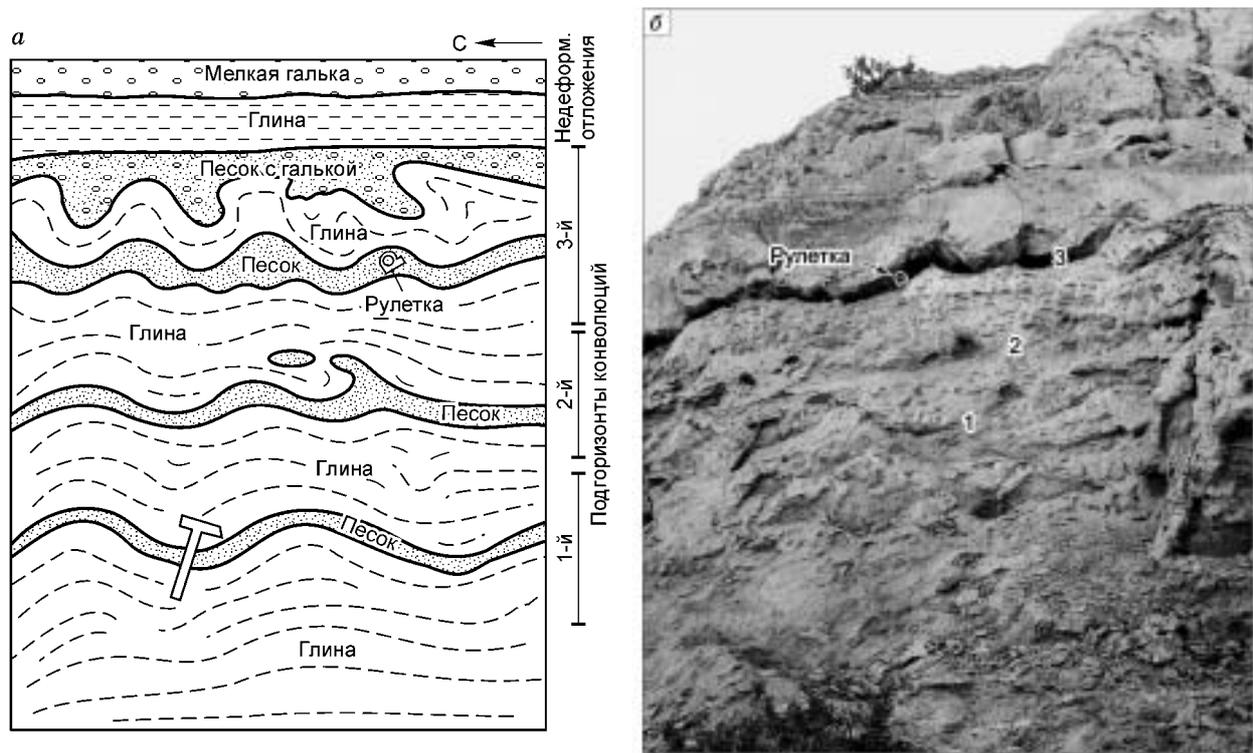


Рис. 4. Первый (нижний) горизонт с сейсмитоподобными структурами.

а — схематическая зарисовка обнажения — слоя глин с тремя конволютными подгоризонтами; *б* — фотография обнажения деформированных глин. 1—3 — деформированные прослои песка (см. высыпание рыхлого крупнозернистого песка в прослое 3). В результате высыпания образовались негативные протяженные мульды — прекрасный индикатор для рекогносцировочного выявления сейсмитоподобных структур. Фото А.М. Корженкова, 2002 г.

Второй снизу горизонт конволюций (см. рис. 3) представлен чередованием маломощных слоев мелкой гальки, песков и глин. Здесь трудно определить — принадлежат ли наблюдаемые деформации одному событию или нескольким сближенным во времени.

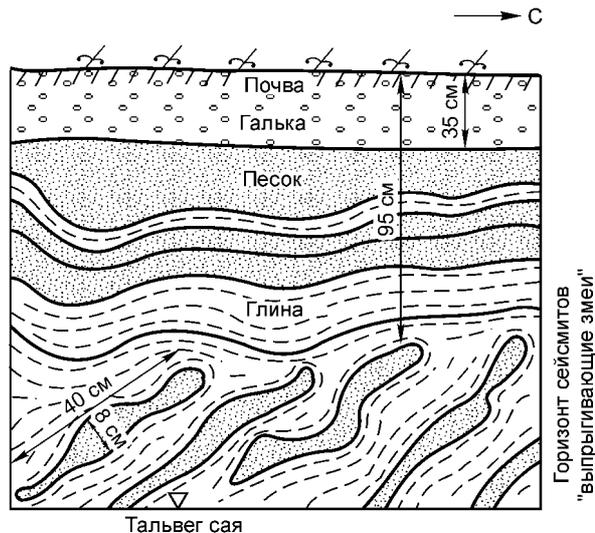
1. Первый снизу слой конволюций представлен взаимопроникновением среднезернистого песка остаточной мощностью 5—10 см (снизу) и слоя глин (сверху). Общая мощность деформированного слоя 75 см. Он подстилается в нижней части недеформированным слоем галечника с разнозернистым песком и гравием. Обнаруженные конволюционные структуры представляют собой выжатые вверх песчаные „прожилки“ (наклонные столбики?), а между ними расположена глинистая масса с четкими текстурами внедрения вниз. Выжатые столбики отстоят друг от друга на 20—45 см и могут достигать по высоте 90 см. Подобные структуры уже наблюдались авторами в 1998 г. в стенке сухого сая близ с. Кошкель на СЗ побережье Иссык-Куля [8]. Тогда эти структуры получили рабочее название „выпрыгивающие змеи“ (рис. 5).

2. Вышеназванный первый слой конволюций переходит вверх по разрезу в слой, представленный переслаиванием разнообломочных гравелитов, галечников и мелкозернистых песков общей мощностью 46 см. Деформации видны по трем галечным слойкам, расположенным друг над другом (рис. 6, *а*). Здесь деформации кровли и подошвы также выражены в волнистых слоях, сложенных песком и мелкой галькой, изгибы которых хорошо видны в переслаивающих гальку глинах. Мощность слойков 3—10 см. Они разделяются слоями массивных глин мощностью 20—30 см. Длина волн в конволютных слоях достигает 30—33 см, амплитуда — до 24 см. Слои гальки с песчаным заполнителем рыхлые; в них также иногда образуется негативный рельеф в стенке обнажения (см. рис. 6, *а*, НР). Нижний галечный прослой в отдельных местах в подошве имеет волнообразную форму в виде карманов и „отделившихся“ карманов (см. рис. 6, *а*, К и ОК) размером до 20 × 20 см. Замер галек, вовлеченных в движение, составил 2 см. Петрографический состав галек: граниты, ороговикованные породы.

3. Выше по разрезу имеется еще один деформированный слой, напоминающий слой, расположенный внизу описываемого горизонта. Здесь также выжатыми вверх оказались фрагменты прослоя песков, окруженные вышерасположенной массивной глиной. Столбики песка выжаты на высоту до 25 см, их

Рис. 5. Схематическая зарисовка обнажения по правому склону сухого сая близ с. Кошкель.

Сейсмогенные конволюции, получившие рабочее название „выпрыгивающие змеи“, в голоценовых озерных осадках оз. Иссык-Куль.



ширина достигает 10 см, расстояние между ними 10—25 см. Все столбики наклонены в северном направлении, в верхней своей части они выполаживаются и имеют каплевидную форму (см. рис. 6, б). Иногда можно наблюдать отрыв „капли“ от тела столбика. Границы столбиков и отделившихся капель имеют микроволнистую форму, вдоль границ наблюдается тонкая корка карбонатных пород.

Выше третьего слоя капель находится слой глин в нормальном, ненарушенном залегании, его мощность около 20 см.

Выше 2-го горизонта с конволюциями имеется 3-й массивный горизонт (см. рис. 3), представленный чередованием песчаных и глинистых прослоев. Он также содержит деформационные структуры, его мощность составляет 125 см. Вверху горизонт перекрыт недеформированным галечным слоем. Та же картина и внизу: конволютивный горизонт имеет нормальный ровный контакт с ненарушенным слоем галечника.

В описываемом горизонте имеются 3 конволютивных слоя, интересной особенностью которых является деформация только их кровли, в то время как подошва не деформирована (рис. 7, а). Слои песка волнообразно выжимаются вверх в слои глины, которые погружаются вниз. Средняя длина волны 12 см, высота — 5 см. Этим волнам, как и вышеописанным конволюциям, характерна северная вергентность. Расстояние между песчаными прослоями варьирует от 7 до 50 см.

При продвижении вверх по руслу сухого ручья (в северном направлении) наблюдается увеличение мощности вышеописанного горизонта с конволюциями до 2,3 м. Подошва перекрывающего слоя галечника становится неровной, с карманами, местами отмечается фациальное замещение галечника глинами. В верхней части горизонта появляется слой плотного грубозернистого песчаника серого цвета с желтовато-зеленым оттенком. Средняя мощность песчаников 35 см. Они прерывисто распространены по латерали; фрагменты слоя имеют сложную изометричную форму. Контакт подстилающих глин и песчаников волнистый, иногда прорванный нагнетенными снизу глинами. Ширина разрывов достигает 60 см. Расстояние между единичными прорывами до 190 см. Глины, прорывающие песчаник, в разрезе образуют форму грибов. Высота одного из них 35 см, ширина „шляпки“ 60 см. Структура гриба в целом дивергентна, но все же есть определенная северная асимметрия. В своем движении вверх глины захватывали небольшие фрагменты песчаникового слоя, так что в составе „гриба“, сложенного глиной, можно обнаружить

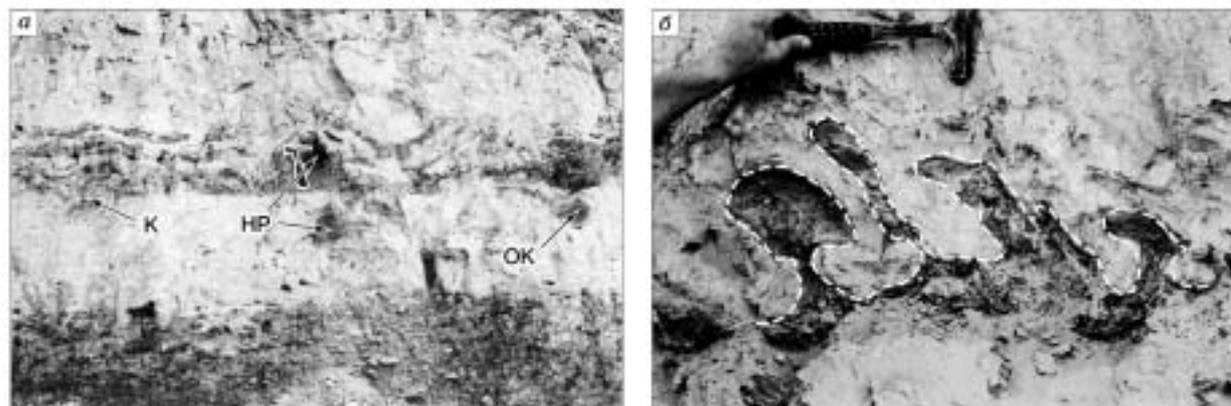


Рис. 6. Второй горизонт деформаций.

а — 2-й подгоризонт конволюций: К — галечный карман в нижележащем слое глины, НР — негативный рельеф/мульда, образовавшиеся в местах высыпания рыхлой гальки, ОК — отделившийся карман отложений, принадлежавших ранее вышележающему галечному прослою (фото А.М. Корженкова, 2002 г.); б — верхний (3-й) подгоризонт конволюций, выжимание вверх песчаного слоя в вышерасположенный массивный слой глины.

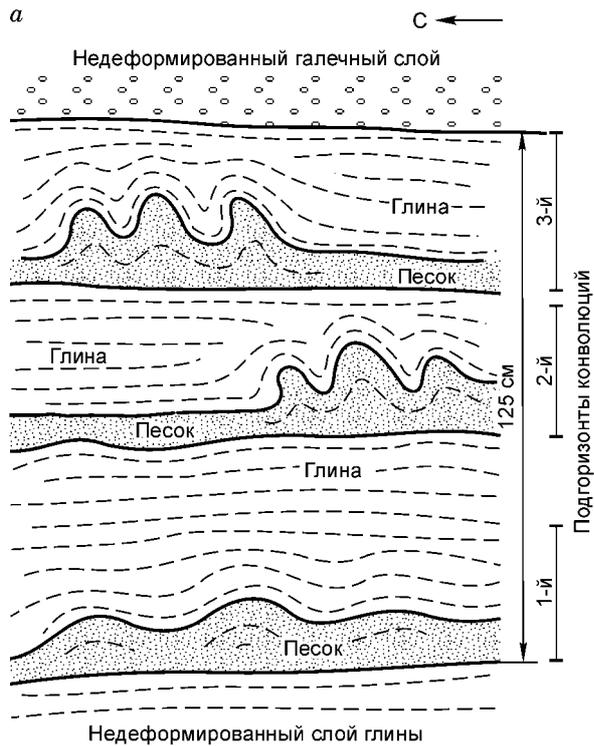


Рис. 7. Третий горизонт сейсмиков, состоящий из трех субгоризонтов.

a — схематическая зарисовка обнажения; *б* — конволюции в форме грибов, образованные на контакте двух слоев: глины и песчаника.

овальные части слоя песчаников. Контактная граница описываемого слоя песчаников с вышележащими глинами резко волнистая: высота волн до 21 см, длина — до 45 см. Вышележащие глины образуют карманы в сером песчанике (см. рис. 7, б).

На этом участке обнажения контакт глин над серыми песчаниками с вышележащим слоем галечников также становится волнистым. В отдельных местах наблюдается прорыв глин через слой галечников. Мощность прорванного галечника 80 см, он выклинивается в южном направлении. Выше залегает слой массивных глин мощностью 2 м также с конволюционными структурами. В деформацию вовлечены прослои гравелитов и мелкой гальки. Формы, образованные при взаимопроникновении упомянутых слоев, различны: это подушки, грибы и даже типа поднятого конского хвоста. Контакт слоя массивных глин с прослоями гравелитов и гальки с верхним слоем галечников ровный, непоколебленный.

Четвертый горизонт конволюций развит в слое, сложенном чередованием маломощных слоев песка и глины. Деформационные структуры сформированы выжиманием вверх мелкозернистого песка (рис. 8, *a*). В результате движения вверх сформированы волнообразные конволюции: в среднем длина волны 30 см, высота — 40 см; максимальная высота нагнетания вверх 50 см. Волны симметричные. В это движение вовлечены и перекрывающиеся слои песка и глин, однако степень деформации затухает вверх по разрезу. Средняя мощность прослоев глин 3 см, песка — 10 см. Конволюционный горизонт имеет

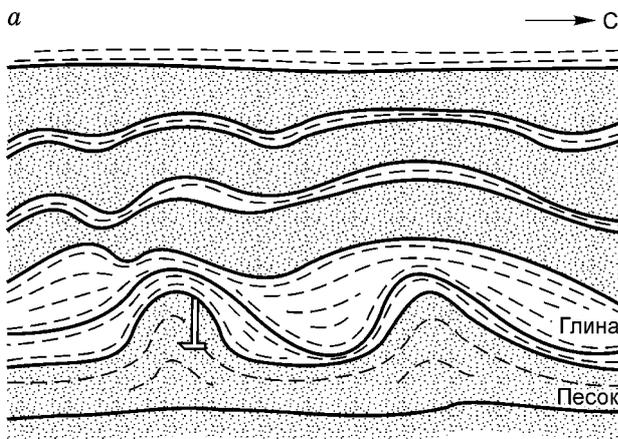


Рис. 8. Четвертый конволюционный горизонт. Волнообразные конволюции, сформировавшиеся в толще переслаивающихся тонко- и среднезернистых песчаников.

a — схематическая зарисовка обнажения; *б* — детальная фотография одной из волн.

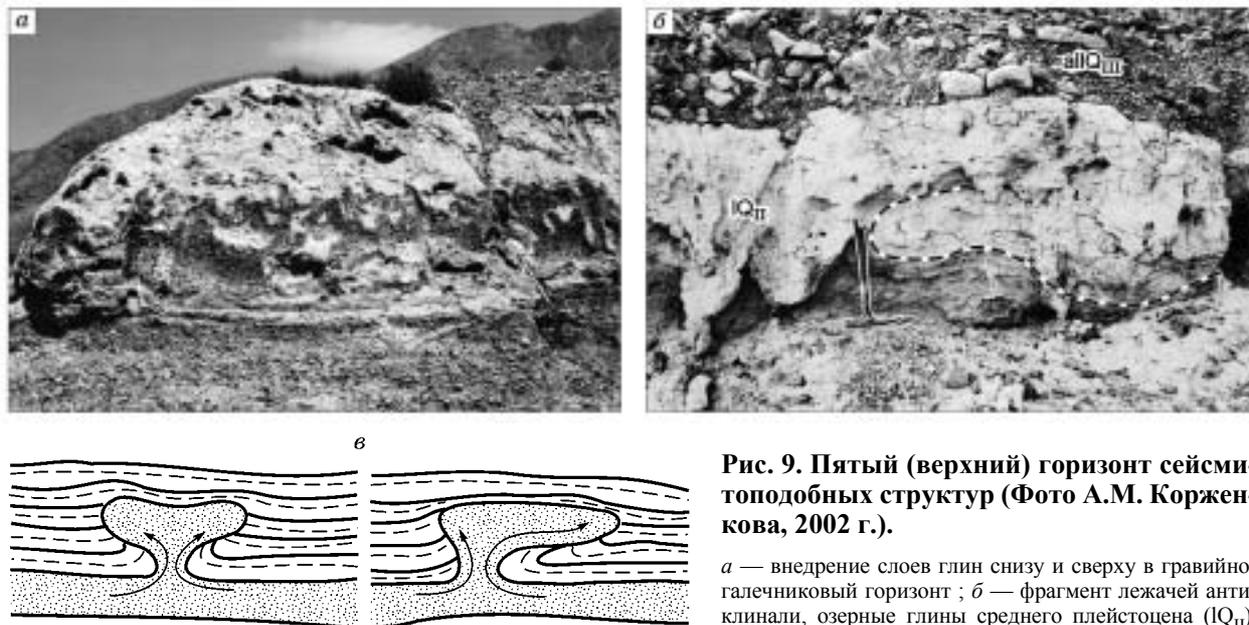


Рис. 9. Пятый (верхний) горизонт сейсмитоподобных структур (Фото А.М. Корженкова, 2002 г.).

a — внедрение слоев глин снизу и сверху в гравийно-галечниковый горизонт; *b* — фрагмент лежащей антиклинали, озерные глины среднего плейстоцена (IQ_{II}), глины выжаты вверх и по латерали в слой песчаника, который является вмещающим слоем, штриховая линия — контакт глин и песчаников. Слой деформации перекрыт слоем позднеплейстоценового аллювия ($allQ_{III}$); *v* — схемы образования лежащих антиклиналей и подушек (дивергентных лежащих антиклиналей).

ненарушенный контакт на кровле с перекрывающим слоем массивных глин. Аналогичный ненарушенный контакт конволютного слоя песков имеется на его подошве с подстилающим слоем глин (см. рис. 8, *b*).

Пятый горизонт конволюций расположен выше по обнажению, т. е. вверх по руслу сухого ручья. Здесь деформированным оказался слой гравийно-галечника, подстилаемый и перекрытый слоями массивных глин. Верхний слой глин имеет эрозионный контакт с позднеплейстоценовым аллювием дна речной долины, врезанной в подстилающую толщу, нижний — ненарушенный контакт с подстилающим слоем хорошо отсортированного галечника в древесном матриксе мощностью 1,8 м.

Мощность зоны деформации (взаимопроникновения глин и гравийного галечника) составляет 2 м. Здесь в движение снизу вовлечен небольшой слой палевых глин, глины выжимаются вверх в галечниковый слой (рис. 9, *a*). Вверху слой массивных глин внедряется в низ того же гравийно-галечникового слоя.

Величина выжимания нижележащих глин наверх достигает кровли галечникового слоя (1,5 м). Слой глин в своем движении наверх оторвался от материнского субстрата и образовал многочисленные капли, расположенные в среднем на расстоянии 20 см друг от друга.

Если следовать вдоль стенки обнажения по склону сухого ручья на протяжении 300 м, то вышеописанный состав отложений в конволюционном горизонте фациально замещается на чередование глин и песка. Здесь можно наблюдать латеральное выжимание (лежащие антиклинали) слоев глин с прослойками песка (см. рис. 9, *b*). Глины выжаты вверх и по латерали в слой песчаника, являющийся вмещающим слоем. Длина ныряющей складки 2 м, мощность вмещающего слоя по простиранию составляет от 40 до 90 см. Песок во вмещающем слое песчаника также был вовлечен в движение: его нагнетание между двумя смежными складками происходило в северном направлении. Сверху горизонт конволюций имеет эрозионный контакт с перекрывающим слоем позднечетвертичного аллювиального валунника р. Чу, внизу — ровный спокойный контакт со слоем мелкого гравийного галечника. Схемы образования лежащих антиклиналей и подушек (дивергентных лежащих антиклиналей) можно видеть на рис. 9, *v*.

ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ В РЫХЛЫХ ОСАДКАХ

Волнообразные конволюции (см. рис. 8). Длина волн, сложенных песком или илом, варьирует от 15 см в длину и 5 см в высоту до 50 см в длину и 30 см в высоту. Этот тип деформаций распространен почти во всех горизонтах с конволюциями. Деформационные структуры располагаются на почти равных расстояниях в слое, выдержанном по мощности. Часто можно наблюдать по простиранию слоя их трансформацию (волнистого антиклинального конволютного напластования) в другие более развитые типы: столбы, наклонные столбы, лежащие антиклинали и подушки. Латеральное распространение волнообразных конволюций — от десятков до сотен метров.

Лежачие антиклинали и подушки (2 м длины и 0,7 м толщины) сложены выжатым вверх и по латерали мергелем и илом, облекаются песчано-илистым прослоем и находятся в массивном рыхлом песке

вмещающего слоя (см. рис. 9, а, б, 5-й горизонт сейсмитов). Первичное напластование в большинстве случаев сохранилось, хотя отмечаются разрывы слоев.

Белесые песчаные **наклонные столбы** высотой до 50—60 с внедряются вверх в глинистую массу (см. рис. 6, б). Слой, формирующий столбы, состоит из очень тонкого до среднезернистого песка, часто с мелкой косослоистой рябью, переслаивающегося с илом. В других случаях он состоит из массивного грубозернистого песка с хорошо сортированными и окатанными гранулами или небольшими гальками. Песок выжимается вверх между погружающимися вниз столбами мергеля, некоторые из них имеют изогнутую форму. Слой, содержащий столбы, перекрывается и подстилается ненарушенными слоями осадков.

Деформации типа столбов ясно отличимы от подушек и волн. Это вертикальные, глубоко погруженные и высоко внедренные структуры.

КРИТЕРИИ ДЛЯ СЕЙСМИТОВ

Мы используем термин „сейсмиты“ вслед за автором работы [9] для структур, сформированных в рыхлых песчаных осадках вследствие сейсмических толчков. Каждый типологический полевой критерий [1, 2, 9] предложен для отнесения особенностей деформаций к палеосейсмическому событию, хотя не как достаточное доказательство, что обсуждается применительно к нашим наблюдениям в районе Кок-Мойнокской впадины.

Местонахождение исследуемых деформаций в сейсмически-активных областях. Озеро Иссык-Куль и его Кок-Мойнокский палеозалив расположены на территории, где имели место многочисленные сильные современные землетрясения [10]. Эпицентры в окрестностях Иссык-Кульской впадины (рис. 10) указывают на сейсмически очень активную зону, расположенную севернее озерной ванны.

Подходящий состав осадков — слабоконсолидированные, метастабильные пески и глины с низким сцеплением. В связи с такими качествами [11, 12] и избытком порового давления в водонасыщенных условиях, а также с состоянием обратной плотности, достаточной, чтобы вызвать гравитационную нестабильность, осадки могут потерять сцепление и прийти в разжиженное состояние. Песчано-глинистые озерные фации, исследованные в данной работе, являются рыхлыми и достаточно пористыми, так что соответствуют основным текстурным требованиям для пластичных деформаций, вызванных нагрузкой.

Сходство структур, полученных экспериментально, со структурами, образованными сейсмическими сотрясениями [13], или со структурами, описанными где-либо как сейсмиты [9]. Особенности деформаций, выявленные в нашей работе, хорошо сопоставимы как с деформациями в рыхлых осадках, описанных в геологических отчетах, так и с теми, которые были получены инструментально. Однако заслуживает внимания обстоятельство, что на изученной территории предыдущими исследователями не были отмечены явления флюидизации, вызванной разжижением, а также осадки, сформированные вследствие изливаний, в форме классических даек, трещин, заполненных песком, силлов и интрузий, которые выклиниваются по направлению вверх.

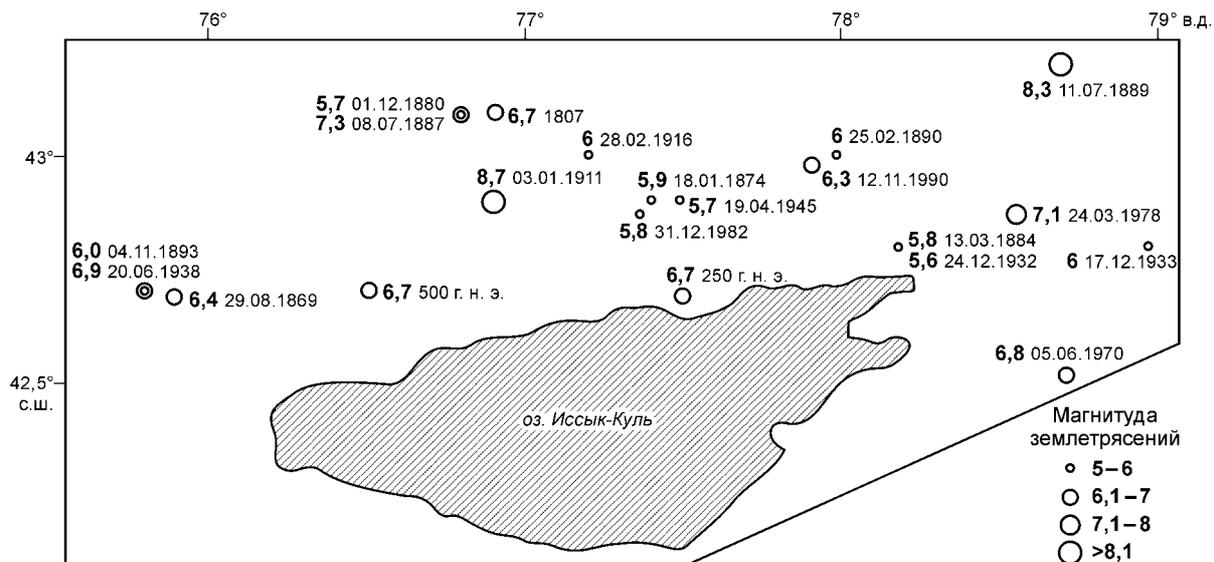


Рис. 10. Пространственное распределение эпицентров сейсмических событий с $M > 5$.

Инструментально зарегистрированные или известные в исследованной области; г.н.э — год нашей эры.

Исключение возможности образования деформаций вследствие гравитационного течения. Сейсмичность должна относиться к тем областям, где склоновая нестабильность, вызванная гравитацией, может быть исключена. Это обстоятельство необходимо для того, чтобы избежать появления деформаций, которые могут возникнуть без сотрясения. Латеральная протяженность деформационных структур в пределах отчетливо выявляемых слоев исключает происхождение деформаций вследствие гравитационного течения. Слоистые глины, илы и тонкие пески, отложенные между деформированными слоями, предполагают условия спокойной озерной воды, уменьшающие вероятность возникновения гравитационных плотностных течений, могущих произвести сдвиги [14]. Отсутствие доказательств ротационных скольжений, структур типа ромбовидных грабен и последующих перемещений материала, который является типичным для оползней [12], уменьшает вероятность склонового контроля.

Деформированный слой должен находиться в стратиграфическом „сдвиге“ из недеформированных слоев. Подобное положение наблюдается во многих случаях, когда слой с деформациями перекрыт или подстилается недеформированными слоями. Четкое ритмическое чередование деформированных слоев с ненарушенными горизонтами может также служить указателем мгновенного сейсмического происхождения конволюций [15], подразумевая, что деформация имела место вскоре после отложения осадка [14].

Латеральная протяженность. Широкое латеральное простираание деформационных структур — необходимое условие для их отнесения к сейсмически обусловленным конволюциям [16]. Эти структуры широко распространены вдоль побережья оз. Иссык-Куль [8, 17, 18]. Их большое количество и распространение соответствуют ожидаемому эффекту сейсмических событий, хотя синхронность не была установлена. На каждом исследованном участке деформации могут быть латерально прослежены только на десятки—сотни метров. Невзирая на этот факт, пространственное распределение деформаций в рыхлых осадках очень широкое именно в озерных осадках Кок-Мойнокской впадины. Специфические зоны, показывающие деформации в рыхлых осадках, в соответствии с текстурным переслаиванием чередуются вдоль границ бассейна. Это текстурное переслаивание обуславливает отсутствие конволюций в отложениях, в которых невозможно разжижение, что усложняет выявление их пространственного распределения.

Циклическое повторение структур в одном геологическом разрезе следует ожидать в сейсмических зонах вследствие периодического проявления сильной сейсмической активности. Пять повторений дискретных горизонтов с этими деформационными структурами были зарегистрированы в изученных разрезах.

Возраст отложений, в которых обнаружены горизонты с сейсмитами, на основе региональной относительной геохронологической схемы является среднеплейстоценовым. Для его подтверждения необходимы определения абсолютного возраста озерных накоплений радиоизотопными методами. Слои сеймитов в среднечетвертичных отложениях оз. Иссык-Куль, возраст которых также определялся по местной относительной геологической шкале, уже описывались [8, 17].

ДААННЫЕ ПО ИСТОРИЧЕСКОЙ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Карта эпицентров Иссык-Кульской впадины и ее горного обрамления (см. рис. 5) — это 19 землетрясений с $M > 5,5$ за 183 года (1807—1990). Эти данные позволяют определить среднюю повторяемость сильных землетрясений один раз в 10 лет ($1\sigma = 14$ лет). Основываясь на отношении между повторяемостью и магнитудой землетрясений [19], бассейн оз. Иссык-Куль попадает в группу наиболее сейсмически-активных регионов в пределах главных границ литосферных плит. Вышеуказанное значение $M = 5,5$ не является случайным, только при землетрясениях с данной магнитудой и выше в рыхлых водонасыщенных грунтах возможно образование сейсмогенных конволюций [20].

Эмпирическое отношение между максимальным расстоянием от эпицентра до участка разжижения R и магнитудой M землетрясения имеет следующий вид [20]:

$$\log R = 0,87M - 4,5.$$

Таким образом, разжижение может иметь место на расстоянии не более 70 км от эпицентра при землетрясениях с магнитудой $M = 7$. Для расстояния, не превышающего 100 км, $M = 7,5$ является минимально допустимой величиной. Эти расстояния делают активную эпицентральную зону к северу от оз. Иссык-Куль (см. рис. 5) с ее сейсмическими событиями с высокими магнитудами ($M > 7$) наиболее вероятным источником деформаций в рыхлых отложениях, исследованных в нашей работе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

„Волны“ и „подушки“ указывают на существование нагрузки песка на водонасыщенные, рыхлые и насыщенные слои глины, песка и ила и на давление поровой воды, которое вызывает утрату несущей

способности слоя [3, 21]. Расположенный выше песок проникает вниз в более слабые слои и принимает вид отделенных, почковидных и часто почти полностью отделенных псевдоконкреций. Подобные деформации были созданы экспериментально посредством вибрации [13].

Деформационные структуры, встретившиеся в исследованной области, являются типичными образцами из-за их сравнительно высокой симметрии и того, что они не являются внутренне аморфными. Почти полное отсутствие вблизи их поверхности знаков ряби и других особенностей, обусловленных напластованием, признаков латеральных движений или ориентации предполагает отсутствие течения и волочения. Структуры не сопровождаются плавучими обломками или знаками, типичными для турбидитов и отложений, сформированных цунами, хотя наблюдались опрокинутые складки и косая слоистость, которые могли бы ожидаться вследствие сдвига в разжиженном песке [22]. Основная часть наблюдений предполагает, что формирование конволюций осуществлялось не под воздействием водных масс: стиль реологических изменений в осадках был гидропластическим, указывая ограниченные горизонтальные, а главным образом вертикальные перемещения частиц [23].

Авторы работы [24] описывали столбы как круглые колонны размером от 1 мм до нескольких метров в длину и до 1 м в поперечнике. Структуры типа столбов, относящиеся к перегрузению и массовому отложению осадков, описывались в работах [21, 25]. Кроме того, в [26] показано, что структуры дегидратации сантиметровой высоты и похожие на столбы могут формироваться вследствие сейсмически обусловленного разжижения в слоях с нормальным напластованием. Структуры типа столбов, сформированные вследствие флюидизации тонкого материала, поднимающегося вверх, также описаны [3, 27]. Однако все они различаются со столбами, описанными нами.

Заслуживает внимания тот факт, что обнаруженные нами столбы не развивались как системы с обратной плотностью. Деформации в рыхлых осадках в форме столбов, где песчаные слои выжимаются вверх, а мергелистые внедряются вниз в крупнозернистые пески с гравием, до сих пор не описывались в литературе. Так как мергель на песке ведет себя как водонепроницаемый слой, вода вынуждена проникать сквозь песок из подстилающего горизонта. Сотрясения могут уменьшить в значительной степени сцепление в песчаном слое, что в результате приводит к погружению перекрывающего мергеля в песок с формированием форм столбов, наблюдавшихся нами. Форма столбов означает отслоение и погружение, а не оседание перекрывающего горизонта в песок, поддерживая заключение о сейсмическом триггере. Так как разжижение песчаных слоев требует продолжительного циклического стресса [28], величина столбов и их латеральное распространение могут означать сейсмическое событие с высокой магнитудой и (или) значительной длительностью колебаний. Мы наблюдали в основном наклонные столбы (см. рис. 6,б), которые могли быть наклонены вследствие сотрясения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Накопленные полевые данные указывают на сейсмический триггер при формировании наблюдаемых нами деформационных структур в озерных осадках Кок-Мойнокской впадины. Будущие определения абсолютного возраста сейсмогенных конволюций в этих отложениях, наряду с палеосейсмодислокациями, послужат надежным источником информации для определения повторяемости сильных землетрясений в четвертичное время.

Полевые исследования по выявлению сейсмиков проводились совместно с К.Е. Абдрахматовым, К. Кросби, М. Омуралиевым, К. Шаршеевым и Р. Эрроусмитом. Авторы благодарят их за помощь при проведении полевых работ, а также плодотворные дискуссии при написании статьи. Качество статьи в значительной степени улучшилось после конструктивных и полезных замечаний рецензентов рукописи: профессоров А.С. Гибшера и В.В. Ружича.

Работа выполнена при поддержке американского Фонда гражданских исследований и развития — US CRDF (проект YG2-2542-B1-03), а также ISTC — Международный научно-технический центр (проект № KR-357).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Hempton M.R., Dewey J.F.** Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East-Anatolian Fault, Southeast Turkey // *Tectonophysics*, 1983, v. 98, p. T7—T14.
2. **Anand A., Jain A.K.** Earthquakes and deformational structures (seismites) in Holocene sediments from the Himalayan-Andaman Arc, India // *Tectonophysics*, 1987, v. 133, p. 105—120.
3. **Lowe D.R.** Water escape structures in coarse grained sediments // *Sediment.*, 1975, v. 22, p. 157—204.
4. **Бондарев Л.Г.** Проблема 100-метровой регрессии Иссык-Куля // *Геоморфологические и гидрометеорологические исследования береговой зоны озера Иссык-Куль* / Ред. В.Н. Коротаев. Фрунзе, Илим, 1983, с. 58—64.

5. **Язовский В.М., Феоктистов Ю.М.** К геологии палеоген-неогеновых отложений Кок-Мойнокской впадины (Северный Тянь-Шань) // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе, Илим, 1973, с. 65—78.
6. **Григина О.М.** Палинологическая характеристика озерных четвертичных отложений Кок-Мойнокской впадины (Северный Тянь-Шань) // Там же, с. 88—94.
7. **Чедия О.К., Трофимов А.К., Удалов Н.Ф.** Геологические условия местонахождений костных остатков млекопитающих в четвертичных озерных отложениях Кок-Мойнокской впадины (Северный Тянь-Шань) // Там же, с. 79—87.
8. **Корженков А.М., Бауман Д., Омуралиев М., Хасельтон К.** Следы древних сильных землетрясений в отложениях озера Иссык-Куль // Изв. РГО, 1999, т. 131, вып. 4, с. 48—55.
9. **Sims J.D.** Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments // Tectonophysics, 1975, v. 29, p. 141—152.
10. **Abdrachmatov K.E., Delvoux D. and Dzhanzuzakov K.D.** Active tectonics and seismic hazard of the Issyk-Kul basin in the Kyrghyz Tien-Shan // Lake Issyk-Kul: its natural environment / Eds. J. Klerkx, B. Imanackunov. Kluwer, 2002, p. 147—160.
11. **Dzulynski S., Smith A.J.** Sedimentary features of flysch and greywackes // Developments in Sedimentology, 1965, v. 7, p. 81—108.
12. **Mills P.C.** Genesis and diagnostic value of soft sediment deformation structures — a review // Sediment. Geol., 1983, v. 35, p. 83—104.
13. **Kuenen P.H.** Experiments in geology // Geol. Mag., 1958, v. 23, p. 1—28.
14. **Jones A.P., Omoto K.** Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformations: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, Northeastern Japan // Sediment., 2000, v. 47, p. 1211—1226.
15. **Rossetti D.F.** Soft sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, Sã Luis Basin, Northern Brazil: evidence for palaeoseismicity // Sediment., 1999, v. 46, p. 1065—1081.
16. **Allen J.R.L.** Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance and soft sediment deformation in sedimentary basins // Sediment. Geol., 1986, v. 43, p. 67—75.
17. **Korjenkov A.M.** Seismogenic convolutions in soft lacustrine sediments of the Issyk Kul Lake, Tien Shan, Kirgizstan. Initial Report // J. Earthquake Predict. Res., 2000, v. 8, p. 514—519.
18. **Bowman D., Korjenkov A., Porat N.** Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrghyzstan // Sediment. Geol., 2004, v. 163, p. 211—228.
19. **Slemmons D.B., dePolo C.M.** Evaluation of active faulting and associated hazards // Studies in geophysics. Active tectonics / Ed. R.E. Wallace. Washington, D.C., National Academy Press, 1986, p. 45—62.
20. **Kuribayashi E., Tatsuoka F.** Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan // Soils and Foundations, 1975, v. 15, p. 81—92.
21. **Allen J.R.L.** Sedimentary structures — their character and physical basis, V. 2. Amsterdam, Elsevier, 1982, 663 p.
22. **Brenchley P.J. and Newall G.** The significance of contorted bedding in Upper Ordovician sediments of the Oslo region, Norway // J. Sedim. Petrol., 1977, v. 47, p. 819—833.
23. **Elliott R.E.** A classification of subaqueous structures based on rheological and kinematical parameters // Sediment., 1965, v. 5, p. 193—209.
24. **Lowe D.R., LoPiccolo R.D.** The characteristics and origin of dish and pillar structures // J. Sedim. Petrol., 1974, v. 44, p. 484—501.
25. **Ricci Lucchi F.** Sedimentologia. II Coop. Libr. Univ., 1980, 222 p.
26. **Moretti M., Alfaro P., Caselles O., Canas J.A.** Modelling seismites with a digital shaking table // Tectonophysics, 1999, v. 304, p. 369—383.
27. **Wentworth C.M.** The Upper Cretaceous and Lower Tertiary rocks of the Gualala area. Ph. D., Stanford, Palo Alto, 1966, 198 p.
28. **Seed H.B.** Landslides during earthquakes due to soil liquefaction // Proc. Amer. Soc. Civil. Eng., J. Soil Mech. Found. Div., 1968, v. 94, p. 1055—1122.

*Рекомендована к печати 30 августа 2005 г.
С.В. Гольдиньм*

*Поступила в редакцию
11 февраля 2005 г.*