

УДК:551.24:550.34

Абдрахматов К.Е., Джанабилова С.О.
Институт сейсмологии НАН КР,
г.Бишкек, Кыргызстан

НОВЕЙШАЯ РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Аннотация: Приводится детальное описание разломно-блоковой структуры Северного Тянь-Шаня. Показано, что раздробленная структура этого региона, отчётливо выраженная в перекрёстно-решетчатом характере системы разломов, в позднечетвертичное время была “сконсолидирована” в несколько основных блоках: Киргизский, Иссык-Кульский, Заилийский, Чу-Кендыктасский и Чарынский. Именно по разломным ограничениям указанных блоков сосредоточена основная сейсмичность региона и, соответственно, при оценке сейсмической опасности в качестве площадных источников должны быть выбраны эти блоки.

Ключевые слова: разлом, блоковая структура, сейсмичность, землетрясение, оценка сейсмической опасности, впадина, хребет.

ТҮНДҮК ТЯНЬ-ШАНДЫН ЖАҢЫ ЖАРАҢКА-БЛОКТУК СТРУКТУРАСЫ ЖАНА СЕЙСМИКАЛУУЛУК

Кыскача мазмуну: Түндүк Тянь-Шандын жараңка-блоктук структурасынын деталдаштырылып сүрөттөлүшү келтирилет. Ушул аймактын майдаланган, жараңкалардын системасынын кайчылаш-торлуу мүнөзү так көрүнгөн структурасы, кеч төртүнчүлүк убакта бир нече негизги блокторго “консолидациялангандыгы” көрсөтүлгөн: Кыргыз, Ысык-Көл, Заилий, Чу-Кендык жана Чарын. Көрсөтүлгөн блоктордун жараңкалык чектөөлөрү боюнча аймактын негизги сейсмикалуулугу топтолгон, жана ушуга ылайык, сейсмикалык коркунучка баа берүү учурунда аянттык булактар катары ушул блоктор тандалып алууга тийиш.

Негизги сөздөр: жараңка, блоктук структурасы, сейсмикалуулук, жертигирөө, сейсмикалык коркунучка баа берүү, ойдуң, тоо кыркасы.

MODERN FAULT-BLOCK STRUCTURE OF THE NORTHERN TIEN SHAN AND SEISMICITY

Abstract: A detailed description of Cenozoic blocks surrounded with faults are given. It is shown, that destroyed structure of this area was consolidated in frame of a few main blocks: Kyrgyz, Issy-kul, Zaili, Chu-Kenduyktas and Charyn. The main seismicity of this area is concentrated on limits of these blocks and this feature has taken into account.

Keywords: fault, block structure, seismicity, earthquake, seismic hazard assessment, depression, ridge.

Разломы и блоки всегда рассматривались как взаимосвязанные структурные формы. Неразрывность понятий разломов и блоков и их широкое распространение в верхней хрупкой части литосферы дали основание во многих геолого-структурных и геофизических (в том числе и сейсмологических) исследованиях структуру литосферы рассматривать как разломно-блоковую (Хаин, 1994). При этом сейсмический процесс в сейсмических зонах обуславливается тектонофизическими параметрами разломно-блоковой среды литосферы, степенью её относительной подвижности и другими параметрами (Шерман, 2014). Поэтому выявление этих параметров в целях оценки сейсмической опасности различных территорий является весьма актуальным.

Как известно, о морфологии новейших структурных форм можно судить по характеру деформации пенеплена, выработанного на самых различных по возрасту следующих зонах. О. К. Чедия (1986), Э. Арган (1935), С. С. Шульц (1948), назвали такие формы «складками основания». Для них характерно асимметричное строение и наличие разрыва, осложняющего крутое крыло. Такое сочетание складчатой деформации с разрывом послужило поводом к названию подобных структур «глыбовыми складами» (И. М. Синицин, И. П. Герасимов). Чаще всего структурные формы, представляющие комбинацию складчатой и разрывной дислокации именуется «грабен-синклиналями» и «горст-антиклиналями» (О. К. Чедия, 1986).

Однако, в сейсмотектонических построениях иногда для выявления особенностей пространственно-временного распространения сейсмичности бывает важно и полезно иногда абстрагироваться от складчатого характера новейших мегантиклиналей и называть их блоками, подчеркивая разломно-блоковый характер земной коры. Поэтому в дальнейшем изложении мы будем применять нейтральный термин «блок» или «блоковая структура».

Для выявления блоковой структуры Северного Тянь-Шаня была составлена карта новейшей тектоники этого региона в масштабе 1:500000. Эта карта позволила оконтурить новейшие структуры, обладающие разным темпом и направленностью движений. Ниже приводится краткое описание выделенных блоков (рисунок 1).

Илийская впадина, в пределах изученной нами территории, по своим структурным особенностям делится на несколько существенно разных частей: собственно Илийская впадина (38), Дегереский (38а) и Бериктасский (38б) блоки.

Киндиктасская мегантиклиналь представлена одноименным хребтом северо-западного простирания (14). Она разделяет Илийскую и Чуйскую впадину, на востоке под острым углом по Предзаилийскому или Каракуруз-Алматинскому разлому сочленяется с субширотно вытянутым Заилийским антиклинорием. Северо-западным продолжением Киндиктасской мегаструктуры является Чу-Илийская мегантиклиналь того же простирания. Юго-западное крыло Киндиктасской мегантиклинали взброшено за новейший этап по отношению к Илийской впадине на 1300 и более метров над Илийской впадиной.

Кастекский блок (15) или горст-антиклиналь является структурой, относящейся к Заилийскому антиклинорию. Структура имеет асимметричную форму с пологим южным крылом и коротким северным крылом, которое обрывается к Каракурузской грабен-синклинали, днище которой маркируется маломощными отложениями нижнего-неогена (Чедия, 1986)

Майтубинский блок (16) представляет собой пологую антиклиналь, заключённую между Каракурузским разломом, по которому она надвинута на Дегересскую синклиналь, и зоной Заилийских разломов почти субширотного простирания. К востоку пологое крыло указанной антиклинали постепенно переходит в предгорья, возвышающиеся над Алматинкой впадиной.

Заилийский антиклинорий (17) представлен одноименным хребтом, который в общем характеризуется северной асимметрией, а на востоке и западе дробится на ряд горст-антиклинальных структур третьего порядка (Чедия, 1986). На востоке Заилийское поднятие расщепляется на собственно Илийскую (на юге), Донжайляусскую и Карачинскую горст-антиклинали, разделённые грабен-синклинальными структурами (Чедия, 1986). На западе периклиналь антиклинория представлена тремя куоисно расположенными брахиантиклиналями: Байбичесаурской, Орловской и Талдыбулакской, из которых две первые являются юго-восточным ограничением Чуйской впадины.

Чуйская впадина по своим структурным особенностям делится на две существенно разные части. Северная её часть, обычно именуемая Чуйской моноклиной, характеризуется пологим падением к юго-западу домезозойского фундамента (глубина залегания 0-0.5 км), представленного юго-западным крылом Киндиктасской мегантиклинали. Южная часть Чуйской впадины представлена узким глубоким асимметричным Предкиргизским прогибом (глубина залегания до 4000 м). Границей между двумя частями впадины служит флексурно-

разрывная зона, представляющая собой резкий перегиб домезозойского фундамента с крутым падением в южных румбах, осложнённый серией разрывов сбросового типа (Юдахин, 1970; Чедия, 1986). Выявление некоторых характерных особенностей строения домезозойского фундамента (строение флексурно-разрывной зоны, наличие сбросов в фундаменте, глубина залегания фундамента) позволяет выделить в Чуйской впадине три блока.

Самый крайний западный (*Западно-Чуйский-38*) блок представляет собой мульду Предкиргизского прогиба, постепенно переходящую в Чуйскую моноклинали (глубина залегания фундамента до 4000 м).

Центральный блок (Центрально-Чуйский-39) представлен опущенной частью прогиба (до 3.5 км ниже уровня моря), ограниченной с севера флексурно-разрывной зоной, а с юга – Иссык-Атинским разломом. Восточно-Чуйский блок (40) представляет собой центриклинальное замыкание Предкиргизского прогиба, к северу переходящую в южное крыло Кастекского хребта, а с юга обрывается Иссык-Атинским разломом.

Переходная зона сопряжения мегаструктур (низкие предгорья) занимает промежуточное, пограничное положение и имеет двоякое значение. С одной стороны, это зона, изменившая знак движений в четвертичное время (опускания сменились поднятиями), а с другой – она до сих пор располагается над максимально опущенной частью Предкиргизского прогиба (4500 м). Учитывая ее современное морфоструктурное положение, мы сочли возможным выделить в её пределах самостоятельные блоки. Это *Сокулукский блок (54)* с (глубиной погружения фундамента до 0.5-3.0 км) и *Серафимовский блок* с максимальной мощностью и наиболее полным разрезом палеоген-неогеновых отложений (свыше 4000 м).

Киргизский хребет представляет собой мегаструктуру, протяжённостью свыше 600 км, которая может быть разделена на несколько блоков (структур более высокого порядка), отличающихся положением реконструированной древней денудационной поверхности (рисунок 1). Эти блоки разделяются либо линеаментами северо-западного или меридионального простирания, либо секущими разрывами. Кроме того, Киргизская мегантиклиналь может быть разделена на 3 части по характеру асимметрии. Как указывал О. К. Чедия (1986), если за центр Киргизской мегаструктуры принять *Алаарчинский блок (9)* или Аксуйскую мегантиклиналь по указанному автору, то остальные структуры того же порядка будут характеризоваться правокулисным размещением в восточной части мегантиклинали и преимущественно левокулисным в её западной части, которая характеризуется к тому же более сложным строением.

Крайняя восточная часть Киргизской мегантиклинали представлена *Восточно-Киргизским блоком (11)*, который имеет ясно выраженную северную асимметрию. В его пределах выделяется несколько блоков меньших размеров, наклоненных к востоку (рисунок 1). Шарнир этой структуры воздымается от 2000 м на юго-востоке до 4250 м в её центральной части.

Расположенный западнее *Иссык-Атинский блок* имеет характерную треугольную форму и образован сочетанием сдвигов северо-западного и северо-восточного направлений. Этот блок характеризуется определённой симметричностью, но в это же время наклонён к западу. Именно в пределах этого блока фиксируется максимальное значение новейших воздыманий во всей Киргизской мегаструктуре (до 4900 м).

Для *Алаарчинского (9)* и *Каракольского (8)* блоков характерно сочетание пологих и длинных северных крыльев и взброшенных южных, т.е. горизонтальное перемещение масс происходит с юга на север. Максимальное воздымание шарниров достигает здесь 4000 м. В продольном сечении эти блоки симметричны, возможно с некоторым наклоном малых блоков от центра.

Интересно строение *Карабалтинского (6)* блока, который имеет длинное и пологое северное крыло и соответственно взброшенное северное крыло. Таким образом, горизонтальное движение масс происходит здесь с севера на юг. Это означает, что здесь происходит смена симметрии в пределах Киргизской мегаструктуры. Однако, расположенный

южнее *Кумбельский блок (5)* выглядит довольно симметричным, как в поперечном, так и в продольном направлениях.

К западу и к юго-западу от *Кумбельского блока* выделяются *Утмекский (7)*, *Бакайташский (4)* и *Арпатектирский (15)* блоки, представленные одноименными антиклиналями, обладающие различным стилем асимметрии.

Каратастыбинский блок (3) представлен несколькими антиклинальными и синклиналиными структурами субширотного и северо-западного простирания. Шарниры складок воздымаются до высоты 3500 м. Особого внимания заслуживает *Каракыштакский блок (2)*, в пределах которого имеются палеоген-неогеновые отложения небольшой мощности. Это блок также асимметричен: наиболее погружённая его часть приурочена к его северному борту.

Самым западным блоком на рассматриваемой территории является *Шунгурский блок (1)*, который выглядит симметричным.

К югу от Киргизской мегаструктуры расположены блоки внутренней части Тянь-Шаня, анализ которых помогает в расшифровке геодинамики окраинных частей орогена, но детально в данном случае не рассматриваются, поэтому их описание опускается.

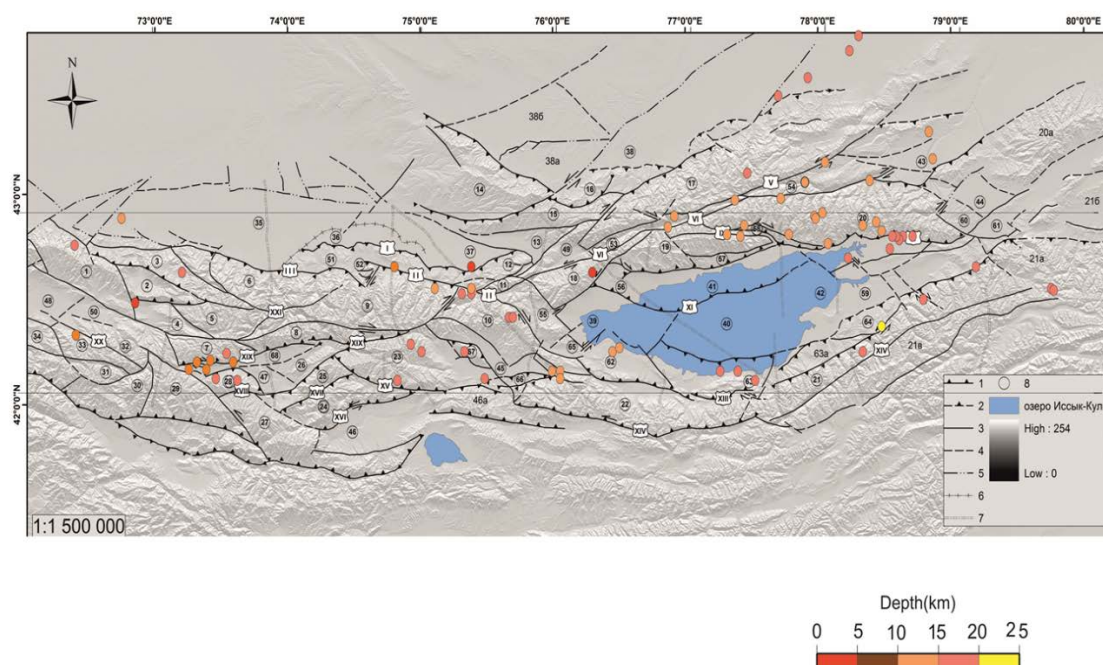


Рисунок 1. Карта-схема новейших блоков Северного Тянь-Шаня. Условные обозначения: Цифра в кружках – номер и название блока. Римскими цифрами обозначены основные новейшие разломы. Вынесены эпицентры землетрясений с $M \geq 4.0$, цветом показана глубина эпицентра. Названия блоков:

Устойчивого поднятия:

1-Шунгурский, 2-Каракыштакский, 3-Каратастыбинский, 4-Бакайташский, 5-Кумбельский, 6-Карабалтинский, 7-Тюзашунский, 8-Каракольский, 9-Алаарчинский, 10-Киргизский, 11-Окторкойский, 12-Байбичесаурский, 13-Кичикеминский, 14-Киндиктасский, 15-Кастекский, 16-Майтубинский, 17-Заилийский, 18-Кунгейский, 19-Чокталский, 19а-Центрально-Кунгейский, 20-Курментинский, 20а-Кетменский, 21-Восточнотерскойский, 21а-Баянкольский, 21б- Нарынкольский, 21в- Центрально-Терскойский, 22-Западнотерскойский, 23-Карамойнок-Сандыкский, 24-Минтеке-Сарыбулакский, 25-Ойгаинский, 26-Киндикский, 27-Сандыкский, 28-Арамсуйский, 29-Сусамыртооский, 30-Жаныртмакский, 31-Музторский, 32-Арпатектирский, 33-Джергетальский, 34-Карагайминский.

Абсолютного и относительного прогибания:

35-Западно-Чуйской, 36-Центрально-Чуйской, 37-Восточно-Чуйской, 38-Илийский, 38а-Дегереский, 38б-Бериктасский, 39-Рыбачинский, 40-Центрально-Иссыккульский, 41-Северо-Иссыккульский, 42-Восточно-Иссыккульский, 43-Чарынский, 44-Каркаринский, 45-Кочкорский, 46-Джумгалский, 47-Тунукский, 48-Таласский, 49-Новороссийский.

Переходного режима:

50-Ортокойский, 51-Сокулук-Серафимовский, 52-Шекулинский, 53-Кеминский, 54-Чиликский, 55-Боомский, 56-Торуайгырский, 57-Чолпонатинский, 58-Аксуйский, 59-Тасминский, 60-Талдыбулакский, 61-Кегеньский, 62- Улахольский, 63-Каджисайский, 63а-Джуукинский, 64-Джетыгогузский, 65-Кызыломпульский, 66-Джоонарыкский, 67-Ортоковский, 68-Джакшский.

Названия основных разломов. I-Иссык-Атинский, II-Шамси-Тюндюкский, III-Чонкурчакский, IV-Каракурузский, V-Северо-Кеминский, VI-Южно-Кеминский, VII-Чиликский, VIII-Северо-Аксуйский, IX-Южно-Аксуйский, X-Предкунгейский, XI-Торуайгыр-Тасминский, XII-Южно-Иссыккульский, XIII-Предтерскейский, XIV-Центрально-Терскейский, XV-Бозалаташский, XVI-Джумгалский, XVII-Ойгаинский, XVIII-Суекский, XIX-Каракольский, XX-Ичкилитооский, XXI-Аспаринский.

К востоку от Северного мегаблока расположены новейшие структуры горного обрамления Иссык-Кульской впадины (Трофимов, 1993). Иссык-Кульская межгорная впадина с запада на восток от Караташского порога древнего стока до перевала Санташ, имеет протяжённость 260 км при максимальной ширине 50-60 км. Обобщённая ось этого сложно построенного грабен-синклинального мегаблока имеет в общем выпуклость к югу. Северо-Иссык-Кульский разлом (Торуайгыр-Тасминский – (У)) (рисунок 2) разделяет его на два макроблока: *Северо Иссык-Кульский (Предкунгейский)* и *Центрально-Иссык-Кульский (Предтерскейский)*. Предкунгейский прогиб шириной в 20 км - это в основном моноклираль южного падения, в пределах которой суммарные амплитуды движений изменяются от +1000 до -2500. Зона низких предгорий, краевая часть впадины, сложенная неогеном, развита здесь фрагментарно. Предтерскейский прогиб – Центрально – Иссыккульская грабен-синклиналь, шириной до 40 км, занимает основную площадь впадины. Суммарные амплитуды движений здесь меняются от +1000-1500 до -3500 м, достигая максимальных значений на востоке и в центре впадины. Общая синклинальная структура впадины осложнена пологими и малоамплитудными антиклиналями и синклиналями субширотного и северо-восточного простирания.

Южно-Иссык-Кульская зона низких предгорий, сложенная в основном неогеном, с севера ограничена одноимённым разломом. Она протягивается вдоль всего подножья Терскейского поднятия и имеет выдержанную ширину в 20 км. Тамгинский левосторонний сдвиг разделяет адырную зону, как и Терскейское поднятие, на два макроблока: *Улахол-Каджисай* и *Джуука-Джетыгогуз*, которые имеют соответственно субширотное северо-западное и северо-восточное простирание. В пределах первого блока чехол неогеновых отложений маломощен (500-1000 м); в ядрах антиклинальных складок основания, имеющих ярко выраженную южную асимметрию, часто наблюдается откопанная предорогённая поверхность выравнивания, выработанная на породах домезозойского основания. На востоке Иссык-Кульскую впадину замыкает *Турген-Аксу-Чубарджонское адырное поднятие* (амплитуда движений от +1500 до -1500 м), переходящее на севере – в Тасминское. Последнее относится внутридепресссионным, также как и такие мелкие поднятия как Тепке, Бирбаш, Оргочор (на востоке впадины) и Бозбармак (на западе).

Кунгейское поднятие отделено от Иссык-Кульской впадины системой Предкунгейских разломов (IУ). Обобщённая ось поднятия имеет выпуклость к северу. Культорский разлом и Аксуйский грабен разделяет его на три горст-антиклинальных макроблока: *Калмакашуйский (18)*, *Чоктальский (19)*, *Урюктинский (20)*. Общая протяжённость поднятия 270-280 км при ширине 20-30 км.

Складки основания имеют, в основном, северную асимметрию, хотя встречаются и симметричные. Внутри блоков развиты, в основном, кулисно расположенные брахиподобные

горст-антиклинали; протяжёнными поднятиями являются лишь *Центральное* (80 км), расположенное к югу от Аксуйского грабена, и *Восточно-Кунгейское* (Талдыбулакское – 50 км). Суммарные амплитуды поднятий здесь изменяются от 2000 до 4500 м.

Терскойское поднятие (амплитуды от 2000 до 4750 м) с севера ограничено зоной Предтерскойского разлома, с юга – Центрально-Терскойского разлома. Тамгинским сдвигом и связанные с ним линеаментом поднятие разделяется на два симметричных «крыла»: *Западно-Терскойское* и *Восточно-Терскойское*, имеющих соответственно выдержанное северо-западное простирание. Разрывы северо-западного простирания разделяют Западно-Терскойский блок на ряд узких блоков с кулисно расположенными горст-антиклиналями. Наиболее опущенная северная часть блока (Семизбельская, Конуроленская, Кольбельская грабен-синклинали) «ныряют» под систему взбросо-надвигов и подвигов, образующих западную ветвь Предтерскойского разлома. Более монолитным являются Восточно-Терскойское поднятие, которое Центрально-Терскойским разломом разделяется на два вытянутых горст-антиклинальных блока, имеющих южную асимметрию. На востоке обособляется характерный Бозучакский блок, зажатый между Предтерскойским и Центрально-Терскойскими разломами (с севера и юга) и линеаменами Восточно-Сарыджазским и Кызылсуйским. Для него характерным является изменение простирания складок основания с субширотного северо-восточного на северо-западное (Трофимов, 1973).

Расположенные восточнее *Баянкольская (21а)* и *Нарынкольская (21б)* мегантиклинали имеют такие же характеристики, как и само Восточно-Терскойское поднятие – южная асимметрия и вытянутая в субширотном направлении форма.

На востоке к Иссык-Кульской впадине примыкают *Каркара-Текесская* и *Кегеньская впадины (44)*, обрамлённые с севера *Кетменьским* поднятием (20а), с юга – *Баянкольским* (21а).

Каркара-Текесская впадина заходит на описываемую нами территорию своей восточной частью и представляет собой асимметричную синклиналь, выполненную неогеновыми молассами большой мощности и осложнённую с севера цепью кулисно подставляющихся брахиантклинальных структур (антиклиналь Каратау, Сарытау и др.). Эти структуры отделяют Каркара-Текесскую впадину от расположенной севернее Кеген-Каркаринской впадины (44).

Кетменьская мегантиклиналь (20а) представляет собой асимметричную мегантиклиналь с пологим северным крылом, перекрытым галечным шлейфом слившихся конусов выноса, их под которых обнажаются юрские и сильно дислоцированные палеозойские образования. Фрагменты древней денудационной поверхности сохранились на водоразделе одноименного хребта. Южные предгорья ограничены разломом в виде крутого уступа самого хребта, высотой 1000-1500 м.

На юго-западе к Иссык-Кульской впадине примыкает *Кочкорская впадина (15)*, а на северо-западе *Боомский грабен (20)* и Чуйская впадина. Расположенное северное Заилийское поднятие отделено от Кунгейского Кеминским грабеном (53) и относительно опущенным Чилико-Чарынским клиновидным блоком (54).

Таким образом, как видно из вышеприведённого описания, новейшая структура Северного Тянь-Шаня представляет собой систему блоков (мега, макро, микро) разного размера, истории развития, характера асимметрии и др.

Как указывалось ранее, в качестве активных мы выделяем разломы с доказанными позднеплейстоценовыми и голоценовыми перемещениями. Очевидно, что не все новейшие разломы являются активными, как это можно было бы ожидать. На рисунке 2 показаны разломы, активные в позднем плейстоцене-голоцене. Указанные разломы ограничивают блоки, активные в обозначенное время. Как показывает анализ, форма и положение блоков, активных в позднем плейстоцене-голоцене (последние 100 тыс. лет. геологической истории), существенно отличается от блоков, активных в новейшее время (10-30 млн. лет. геологической истории).

Отметим, что характерной чертой позднечетвертичной структуры Северного Тянь-Шаня является наличие практически непрерывной зоны активных разломов, состоящей из транспрессионной левосдвиговой Кемино-Чиликской зоны (Delvaux et., al., 2003), переходящей к западу в активные надвиги южного обрамления Чуйской впадины, а с востока ограниченная Чунджа-Капчагайской системой активных разломов северо-западного простираения. Эта зона разделяет изометричные блоки Киргизской части Северного Тянь-Шаня от выпуклых к югу блоков (Зайлийский и Чу-Кендыктасский), облегающих Илийскую впадину.

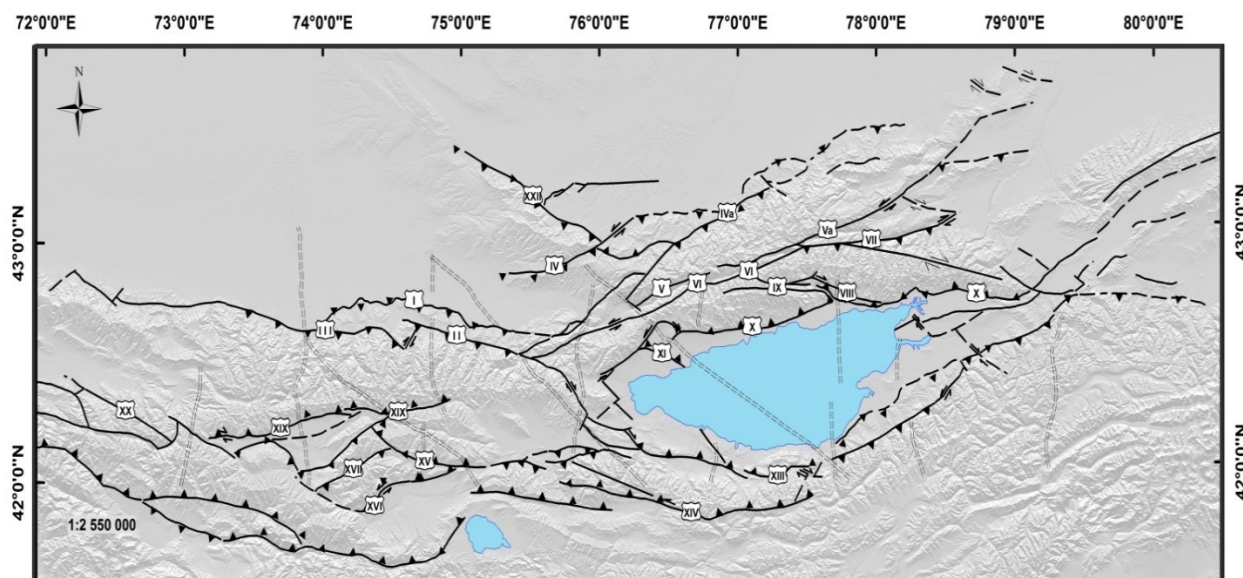


Рисунок 2. Карта активных разломов Северного Тянь-Шаня.

Киргизский блок ограничен с севера активными надвигами зоны сочленения одноименного хребта и Чуйской впадины. Скорость позднеплейстоценового сокращения земной коры в зоне Иссык-Атинского разлома, ограничивающего с севера низкие предгорья Киргизского хребта, составляет от 0.9 ± 0.3 мм/год (долина р. Сокулук) до $2.1 + 1.7 / - 0.3$ мм/год (долина р. Аламедин) (Абдрахматов и др., 2001). Активность северной границы подчёркивается возникновением здесь очагов Баласагунского землетрясения 1470 года ($M > 6.5$), Меркенского землетрясения 1665 года ($M = 6.5$), Беловодского землетрясения 1770 года ($M = 6.9$), Беловодского землетрясения 1885 года ($M = 6.5-7.5$), Кемино-Чуйского землетрясения 1938 года ($M = 6.5$). С юга указанный блок ограничивается активными надвигами южного борта Кочкорской впадины, которые к западу переходят в активное северное ограничение Джумгальской впадины, где развиты надвиги с левосдвиговой компонентой. Скорость позднеплейстоценового сокращения коры в зоне Акчопского надвига (долина р. Джуанарык) составляет $2.9 + 1.6 / - 0.7$ мм/год (Абдрахматов и др., 2001). Сильных землетрясений с магнитудой более 4 в этой зоне не зарегистрировано.

Монолитность Киргизского блока нарушается внедрением с запада в его тело активных разломов Сусамырской зоны, представляющих собой взбросы с правосдвиговой компонентой. Активность этой зоны подчёркивается возникновением здесь в 1992 году Сусамырского землетрясения с $M = 7.3$ [9].

Иссыккульский блок с севера ограничивается активной Кемино-Чиликской левосдвиговой транспрессионной зоной, которая унаследованно развивалась с палеозоя. К востоку от 77 меридиана граница блока представлена активными разрывами Аксуйского грабена и надвигами Тасминского внутривпадинного поднятия. Согласно предварительным данным, скорость левосторонних смещений в позднем плейстоцене-голоцене вдоль указанной

активной зоны могла достигать до 1-2 мм/год. В пределах этой зоны возник очаг сильнейшего землетрясения Азии - Кеминского землетрясения 1911 года (M более 8) и произошли Джаланаш-Тюпское землетрясение 1978 года ($M = 6.5$), Байсоорунское 1989 года ($M = 5.5$) и несколько более слабых событий.

Южная граница рассматриваемого блока представлена активными разрывами юго-западного угла Иссыккульской впадины, которые к востоку посредством Тамгинского левого сдвига подставляются обратными взбросами восточного окончания впадины. Активность южной границы блока подтверждается очагами Сарыкамышского землетрясения 1970 года ($M=6.5$) и нескольких землетрясений с $M = 4-5$.

Очагов сильных или хотя бы умеренных землетрясений в пределах акватории озера не зарегистрировано.

Зона сочленения Киргизского и Иссыккульского блоков выражена неясно. Здесь находится узкий Боомский новейший грабен северо-западного простирания (Абдрахматов, 2003), который заложился на восточной периклинали Кунгейского хребта. О существовании современных условий растяжения в этой области свидетельствует наличие узкой полосы активных разломов, нарушающих поверхность позднеплейстоценовых конусов выноса, стекающих с массива Кызыл-Омпул и выкальывающих здесь молодой грабен. Его простирание совпадает с более древней, новейшей структурой.

Заилийский блок характеризуется северо-восточным простиранием, с юга ограничивается указанной выше Чилико-Кеминской активной зоной, а с севера - прерывистой зоной активных разломов неясной кинематики. Согласно некоторым данным, эти разломы представляют собой сбросы (Юдахин, Беленович, Паталаха, Чабдаров, 1976), другие исследователи считают эти разломы надвигами и взбросами (Чедия, 1986; Курскеев, Тимуш, 1987). Характерно, что при сильнейшем Верненском землетрясении 1887 года ($M=6.5-7.5$), которое тяготело к сочленению хребта и впадины, сейсмотектонических дислокаций в этой зоне не возникало. Согласно данным (Абдрахматов, Томпсон, Уилдон, 2007), скорость позднечетвертичных смещений в зоне сочленения Заилийского хребта с Илийской впадиной составляет около 1 мм/год.

Кунгей-Чарынский блок представляет собой клиновидный блок, вдвинутый в пространство между противоположно выгнутыми дугами, образованными активными разломами, составляющими южную границу Заилийского блока и северную границу Иссыккульского блока. Очаг Чиликского землетрясения 1889 года (M более 8) структурно приурочен к северной границе рассматриваемого блока.

Чу-Кендыктасский блок имеет северо-западное простирание и торцово причленяется в Заилийскому блоку на меридиане antecedentного участка долины р.Чу. Несмотря на достаточно резкую геоморфологическую выраженность сочленения хребта Кендыктас и Илийской впадины, сколько-нибудь значимых сейсмических событий здесь не зарегистрировано.

Как следует из приведённого выше анализа, раздробленная структура Северного Тянь-Шаня, отчётливо выраженная в перекрестно-решетчатом характере системы разломов, в позднечетвертичное время была "сконсолидирована" в несколько основных блоков: Киргизский, Иссык-Кульский, Заилийский, Чу-Кендыктасский и Чарынский. Именно по разломным ограничениям указанных блоков сосредоточена основная сейсмичность региона и, соответственно, при оценке сейсмической опасности в качестве площадных источников должны быть выбраны эти блоки.

Литература

1. Хаин В.Е. основные проблемы современной геологии, Геология на пороге XXI века, М., Наука, 1994, 188 с.

2. Шерман, С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция / С.И. Шерман; Рос. акад. наук, Сибирское отд-ние, Ин-т земной коры. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2014, 359 с.
3. Абдрахматов К.Е., Томпсон С., Уилдон Р. Активная тектоника Тянь-Шаня. – Бишкек, Илим. 2007. С.70.
4. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986, 313 с.
5. Э. Арган. Тектоника Азии. М-Л., ОНТИ, 1935.
6. С. С. Шульц. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. – М.: Географиз. 1948-220 с.
7. Юдахин, Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1983.
8. Трофимов А.К. Новейшая тектоника района Сарыкамышского землетрясения. Изв. АН Кирг.ССР, 1973, №5, с.3-19.
9. Трофимов А.К. Палеотектоника кайнозоя и новейшая геодинамика. В кн. «Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины», Бишкек, Илим, 1993, 150 с.
10. Delvaux D., Abdrakhmatov K.E., Lemzin I.N., and Strom A.L. Landslides and surfasebreacks of the 1911, M 8.2 Kemin earthquake, Kyrgyzstan. Russian geology and geophysics, 2001, vol.42, # 10, p.1667-1677.
11. Паталаха Е.И., Чабдаров Н.М. Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса. // Сеймотектоника некоторых районов юга СССР. М., Наука, 1976, с.80-90.
12. Юдахин Ф.Н., Беленович Т.Я. Современная динамика земной коры Тянь-Шаня и физические процессы в очагах землетрясений. Изв. АН Кирг.ССР, физ.-тех. и матем. наук, 1989, №1, с. 101.
13. Курскеев А.К., Тимуш А.В. Альпийский тектогенез и сейсмогенные структуры. Алма-Ата. Наука, 1987, с. 179.

Рецензент: к.г.-м.н. А. Б. Фортуна