

(Институт сейсмологии МОН РК)

**СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ КАК ФАКТОР ВАРИАЦИЙ
СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В СВЯЗИ С
СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТЬЮ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ**

Аннотация

Особенности строения литосферы в районе проявления связи параметров сейсмотектонической деформации с вариациями солнечной активности обусловлены наличием в верхней части коры огромных гранитоидных батолитов, а в подкоровом пространстве – активной мантии, исходящей из плюмовых каналов. Вариации механизмов очагов землетрясений могут происходить вследствие того, что относительно хрупкая, расколота разломами слоисто-блоковая кора находится на сильно разогретой (1300-1400°С) квазипластичной «подушке», которая подвержена как собственным колебаниям, так и волнообразным движениям подстилающего горячего субстрата мантии в связи с 11-летними вариациями солнечной активности.

Ключевые слова: механизмы очагов землетрясений, коэффициент Люде-Надон, параметры сейсмо-тектонической деформации, вариации солнечной активности, литосфера, активная мантия, плюмовый канал.

Кілт сөздер: жер сілкіну ошағының механизмі, Люде-Надон коэффициенті, сейсмотектоникалық деформацияның параметрі, күн белсенділігінің вариациясы, литосфера, қарқынды мантия, плюмді канал.

Keywords: mechanisms of the centers of earthquakes, coefficient Ljude-Nadon, parameters of seismotectonic deformation, solar activity variations, lithosphere, an active mantle, a plum channel

Введение

В качестве физико-математической модели, характеризующей сейсмическое событие в очаге, выступает *механизм очага землетрясения*, при построении которого используется картина полярности первых вступлений объемных сейсмических волн, записанных станциями региональных сетей [2]. Механизм очага землетрясения отражает пространственную ориентацию осей главных напряжений: растяжения и сжатия,

плоскостей разрывов и подвижек геологической среды. В зависимости от ориентации осей напряжений выделяется несколько режимов напряженного состояния среды. При горизонтальном растяжении и вертикальном сжатии создаются условия растяжения, а доминирующим типом смещения геологической среды являются *сбросы*. При горизонтальном положении обеих осей доминирующим типом смещения являются *сдвиги*. При вертикальном растяжении и горизонтальном сжатии наблюдается режим сжатия, при котором доминирующим типом смещения являются *взбросы (надвиги)*. В 60-ые годы 20-го века начал развиваться статистический подход, позволяющий перейти от смещений непосредственно в очаге (по месту разрыва сплошности) к деформации некоторого объема геологической среды [6, 13-15]. Эти работы положили начало надежно установившемуся в настоящее время мнению, что совокупность очаговых подвижек обуславливает результирующую усредненную деформацию среды в регионе, названную *сейсмотектонической деформацией* – СТД. Расчет усредненного тензора деформаций проводится путем суммирования вклада каждого землетрясения, с учетом его сейсмического момента, в общую деформацию элементарного объема осреднения по выражению:

$$\bar{\varepsilon}_{ik} = \frac{1}{2mV} \sum_{n=1}^N M_0^n \varepsilon_{ik}^n,$$

где m – модуль сдвига; V – объем элементарной ячейки; M_0^n – значения сейсмического момента n -го землетрясения; ε_{ik}^n – компоненты единичного вектора фокального механизма; N – число землетрясений в элементарном объеме. В работах [1, 14] в сейсмологическую практику введен коэффициент Лоде-Надаи, который определяет вид сейсмотектонической деформации и выражается через главные значения тензора деформации $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$, следующим образом: $\mu = 2(\varepsilon_2 - \varepsilon_3) / (\varepsilon_1 - \varepsilon_3) - 1$. Коэффициент Лоде-Надаи, значения которого находятся в пределах от -1 до $+1$, выступает в качестве статистической характеристики и позволяет количественно выразить связь вида деформации с характером положения осей напряжений, а именно: $-0,3 < \mu < +0,3$ – соответствует деформированному состоянию сдвигового типа (в механическом смысле); $\mu \geq 0,3$ – соответствует одноосному сжатию; $\mu \leq -0,3$ – соответствует одноосному растяжению.

Особенности проявления сейсмотектонических деформаций на Северном Тянь-Шане

В предыдущих работах [3-5] были проанализированы механизмы очагов более чем 9000 землетрясений, произошедших на территории Северного Тянь-Шаня за период с 1980 по 2008 гг. Получены усредненные за каждый год значения коэффициента Лоде-Надаи в ячейках размером $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Анализ этих данных показал, что в центральной части хребтов Заилийский и Кунгей Алатау (оконтурена красной линией на рис. 1) коэффициент Лоде-Надаи меняется с изменением солнечной активности в 11-летнем солнечном цикле, переходя от одноосного сжатия в годы низкой солнечной активности к одноосному растяжению в годы высокой солнечной активности.

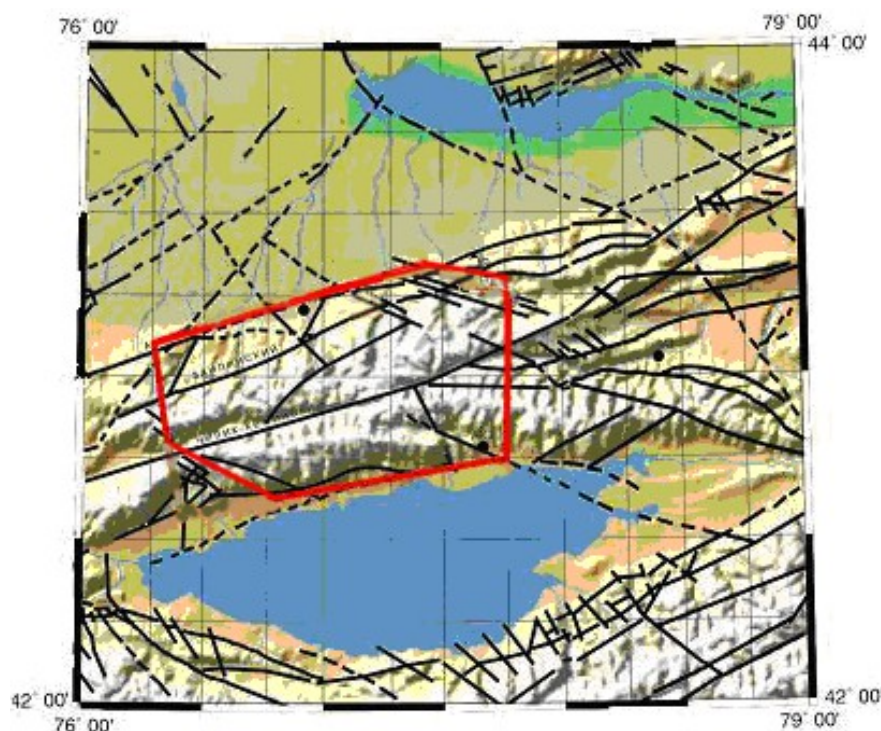
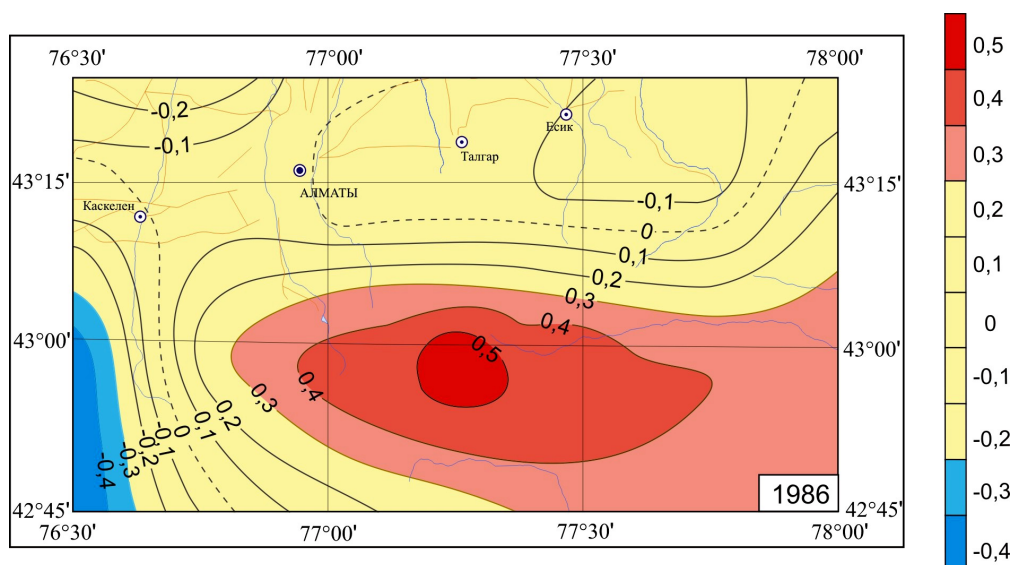


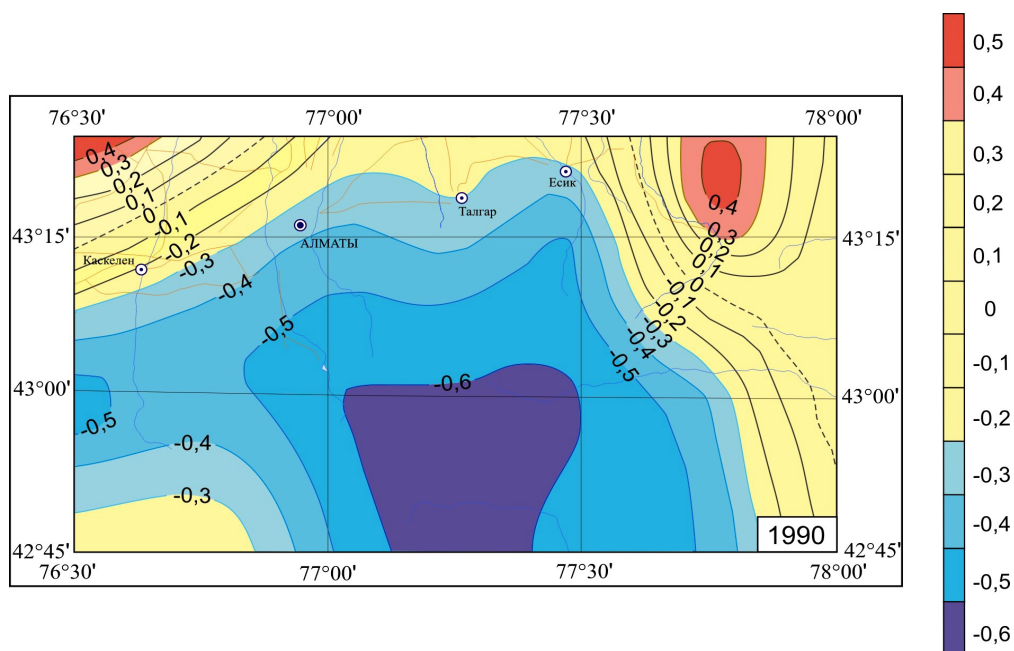
Рисунок – 1. Территория исследования параметров СТД земной коры Северного Тянь-Шаня:

красными линиями оконтурена зона отклика СТД на 11 летние вариации солнечной активности [3, 4]

В дополнение к опубликованным ранее графикам сопоставления вариаций во времени коэффициента Лоде-Надаи и числа солнечных пятен [3-5] проведено исследование площадного распределения коэффициента Лоде-Надаи на выделенной территории (рис. 2) для года минимума (1986 г.) и года максимума (1990 г.) солнечной активности. Указанные годы солнечного минимума и максимума были выбраны по данным среднегодовых значений числа солнечных пятен (числа Вольфа), представленных в сети интернет на веб-странице (ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS). Согласно этим данным, число солнечных пятен для 1986 года составляло 13,4, а для 1990 года – 142,6. Красным цветом на рис. 2 указаны зоны деформации одноосного сжатия ($\mu \geq 0,3$), синим – деформации одноосного растяжения ($\mu \leq -0,3$), а желтым – зоны сдвиговых деформаций ($-0,3 < \mu < +0,3$). Видно, что в год минимума солнечной активности (1986 г.) вся исследуемая территория находится в условиях одноосного сжатия, либо сдвига. В год максимума солнечной активности (1990 г.) тип деформирования изменяется от одноосного сжатия до сдвига на северо-востоке, и от сдвига до одноосного растяжения на юго-западе.



а



б

Рисунок – 2. Площадное распределение коэффициента Лоде-Надаи на территории 42°45'-43°30'; 76°30'-78°00': (а) - для года минимума солнечной активности (1986 г.); (б) – для года максимума солнечной активности (1990 г.) [5]

Таким образом, проведенным исследованием установлено, что на локальной территории Северного Тянь-Шаня (см. рис. 1, 2) режим сейсмотектонической деформации переходит от сжатия в годы низкой солнечной активности к растяжению в годы высокой солнечной активности, а азимут оси напряжения сжатия изменяет направление с северного на южное [3, 4].

Возникает вопрос, какие особенности присущи земной коре и мантии в пределах рассматриваемого района по сравнению с соседними участками Северного Тянь-Шаня, где выявленный феномен не наблюдается?

Строение литосферы

Геологическое строение и тектоника Северного Тянь-Шаня (в пределах которого находится исследуемая территория) достаточно детально представлены в монографии [8]. Поэтому ниже охарактеризованы особенности тектоники лишь того участка, на котором выявлена связь вариаций параметров сейсмотектонической деформации с вариациями солнечной активности.

Строение верхней части земной коры. Как показано на сейсмотектонической карте (рис. 3), огромное распространение в Северном Тянь-Шане имеют гранитоидные массивы, среди которых в роли ксенолитов выступают разных размеров фрагменты каледонских структурно-вещественных комплексов. С севера они обрамляются герцинскими комплексами. Докаледонские структуры представлены высокометаморфизованными, нередко магматизированными кристаллическими сланцами актюзской и амфиболитами кеминской серии. Байкальский этаж (известняки и углистые сланцы ашуайрыкской свиты) сохранился вдоль Чилик-Кеминской разломной зоны и среди гранитов Кунгейского батолита. Ранне- и среднекаледонские комплексы в виде фрагментов изоклинальных складок представлены карбонатно-терригенными отложениями от среднего-верхнего кембрия до позднего карадокса и силура. Позднекаледонский комплекс прослеживается в виде мелких выходов девонских вулканитов вдоль разломов. Герцинские комплексы широко распространены за пределами рассматриваемого района. Структурно они образуют три этажа, из которых два нижних соответствуют миогеосинклинальной стадии развития, а верхний отражает интенсивную вулканическую деятельность в течение верхнего палеозоя, которая завершилась внедрением габброидов и гранитоидов.

Еще раз подчеркнем, что в Заилийском и Кунгейском хребтах огромные площади занимают позднеордовикские гранитоиды. Формирование комплекса происходило в три фазы, основной из которых является средняя – гранитоидная, представляющая 95% площади выходов интрузий. Первая фаза представлена телами габбро-диабазов, габбро-диоритов и грано-диоритов, встречающихся в виде ксенолитов в крупных массивах гранитоидов второй фазы. Занимаемые ими площади невелики (до 15 км²). Гранитоиды второй фазы заилийского комплекса слагают громадный Заилийский батолит, разбитый интенсивно проявленной разрывной тектоникой на ряд блоков площадью до сотен квадратных километров. Заилийский батолит занимает почти всю водораздельную часть и южные склоны одноименного хребта. Его контакты с вмещающими породами обычно тектонические. Массивы батолита сложены преимущественно адамеллитами и гранитами, в которых встречаются ксенолиты докембрийских пород в основном кеминской серии протерозоя. Третья фаза заилийского комплекса представлена биотитовыми гранитами, адамеллитами, гранодиоритами и редко диоритами. Они весьма похожи на гранитоиды главной фазы, отличаясь мелкозернистой и среднезернистой структурой. Дайковая фация заилийского комплекса разнообразна по составу. Кунгейский батолит, как и Заилийский, занимает громадную площадь и прослеживается от западного до восточного фланга

Кунгейского хребта. Разломами он расчленен на несколько массивов. Сложены они преимущественно серыми и светло-серыми средне-крупнозернистыми гранодиоритами и адамеллитами, розовыми до красных аляскитовыми гранитами, а в приконтактных зонах – кварцевыми диоритами.

Кроме описанных выше огромных позднеордовикских гранитных батолитов имеются мелкие тела более древних и позднепалеозойских интрузий. Так, среднепротерозойские серпентиниты (по перидотитам и пироксенитам) расположены среди гнейсов актюзской свиты; интрузии метагаббро залегают в низах кеминской свиты. Нерасчлененные протерозойские гнейсовидные гранитоиды локализуются в осевых частях докембрийских антиклиналей. Мелкие массивы кембрийских ультрабазитов и габброидов приурочены к одновозрастным эффузивно-осадочным толщам. Среднедевонские, среднекарбоновые, пермские и позднепалеозойские нерасчлененные интрузии образуют мелкие массивы, многочисленные дайковые и штоковые тела среди различных по возрасту отложений. Комплекс субвулканических интрузий связан с формированием мощных вулканогенных толщ в девоне, карбоне, перми и триасе. Приведенная краткая характеристика интрузивных комплексов свидетельствует о перманентных магматических процессах в рассматриваемом регионе, связанных, по-видимому, с особенностями глубинного строения.

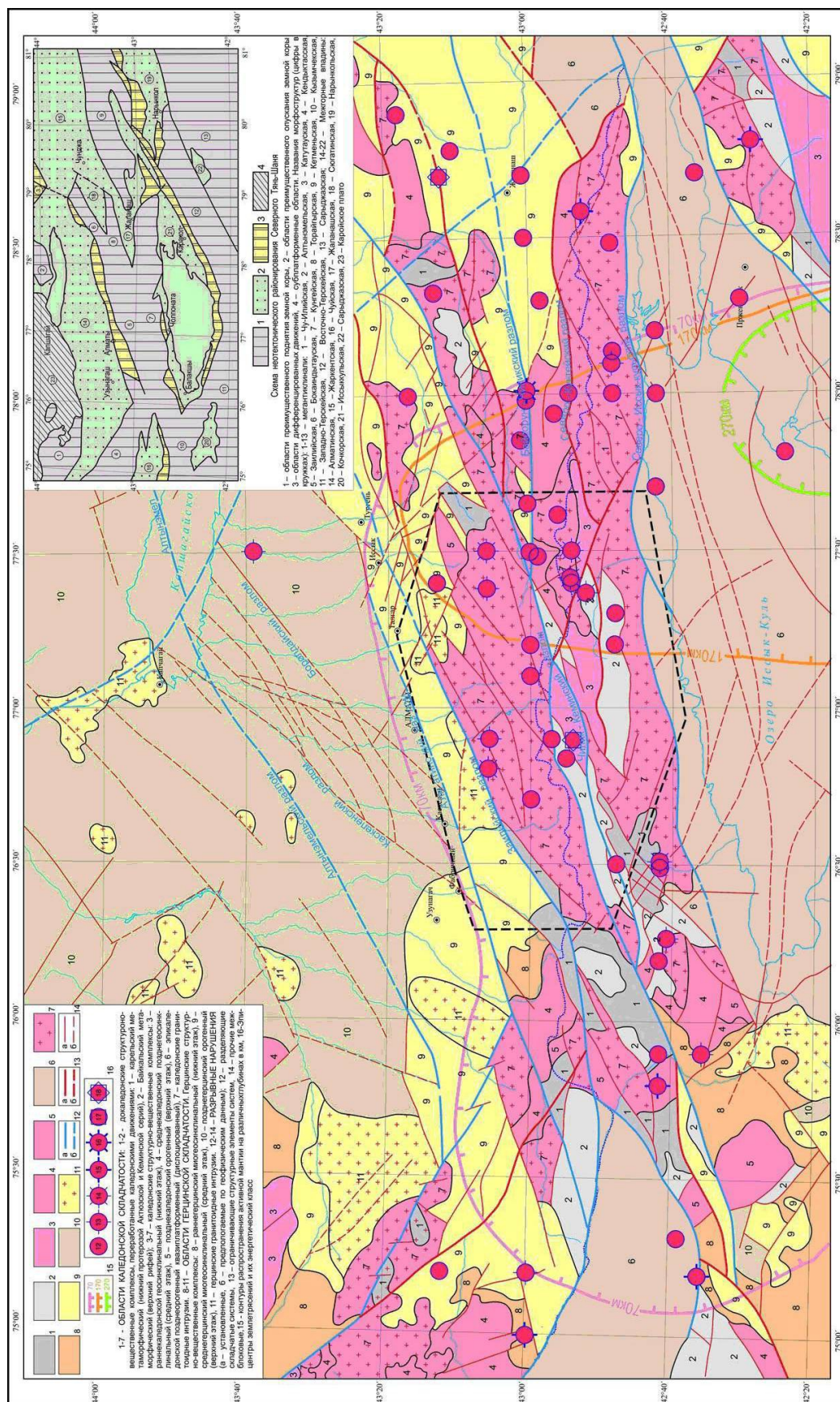


Рисунок — 3. Сейсмотектоническая карта Северного Тянь-Шаня

Строение земной коры и верхней мантии. Рассматриваемый район, для которого рассчитаны характеристики сейсмотектонических деформаций по механизмам очагов

землетрясений, пересекается геотраверсами ГСЗ, дополненными данными сейсмической томографии, – Северо-Тянь-Шаньским, Каскеленским, Иссыкским, на основе которых разработана обобщенная геолого-геофизическая модель литосферы Тянь-Шаня примерно по меридиану 77° [11, 12]. На представленном профиле (рис. 4) видно, что консолидированная земная кора, в пределах которой формируется подавляющее большинство очагов сильных землетрясений на Тянь-Шане, подразделяется на верхний сиалический (гранито-гнейсовый) и нижний базифицированный комплексы.

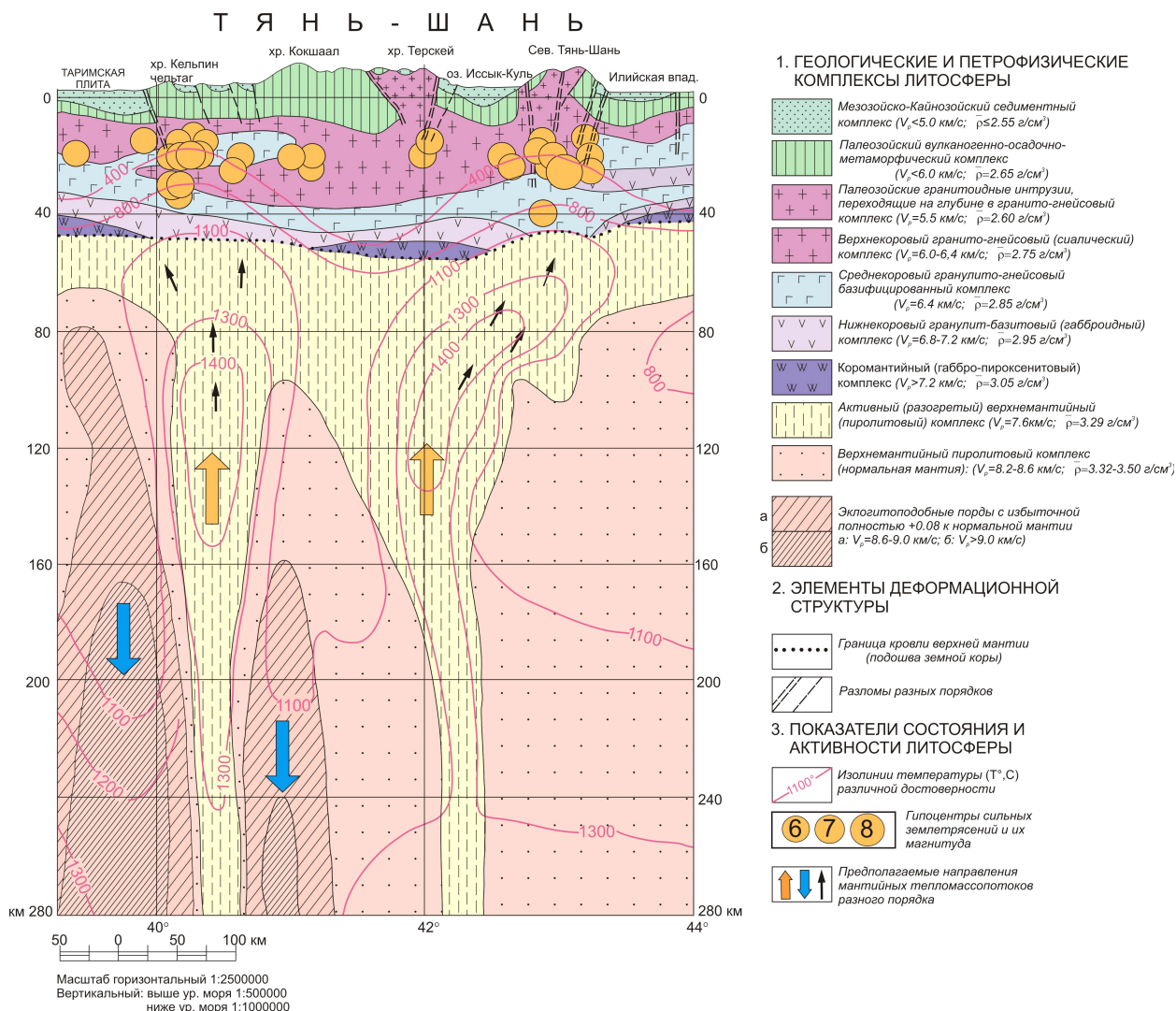


Рисунок – 4. Обобщенная профильная геолого-геофизическая модель литосферы Тянь-Шаня по меридиану 77°

Сиалический комплекс состоит из двух подслоев – верхнего, представленного палеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, и нижнего, сложенного метаморфическими породами докембрия. Верхний подслон характеризуется значениями $V_p = 5,6-6,0$ км/с и $\rho = 2,65$ г/см³, нижний – $V_p = 6,0-6,4$ км/с и $\rho = 2,75$ г/см³. Базифицированный комплекс также представлен двумя подслоями – верхним гранулитогнейсовым со значениями $V_p = 6,4-6,8$ км/с, $\rho = 2,85$ г/см³ и нижним гранулит-базитовым со значениями

$V_p=6,8-7,2$ км/с, $\rho=2,95$ г/см³. Ниже консолидированной коры до подошвы (граница М) фрагментарно выделена коромантийная смесь со значениями $V_p>7,2$ км/с, $\rho=3,05$ г/см³ [12].

Консолидированная земная кора орогенов, которые в регионе практически все высокосейсмичны, характеризуется аномально повышенной мощностью верхнего сиалического комплекса пород и, соответственно, пониженной мощностью нижнего базифицированного комплекса. Скоростные модели верхней мантии от границы Мохоровичича до глубины 500 км показаны в изолиниях абсолютных значений V_p с сечением 0,2 км/с. Представляющий интерес слой аномальной мантии (апикальная часть плюма) между широтами 42°N и 43°N, куда входит изучаемая зона, под границей Мохоровичича является наиболее мощным. Этот объем горячей мантии прослеживается вглубь примерно до 280 км и подходит сюда с глубины более 300 км.

Таким образом, результаты скоростного моделирования литосферы по субширотному Тянь-Шаньскому геотраверсу показывают, что на территории Северного Тянь-Шаня горячий мантийный поток (плюм) подходит снизу как раз в том интервале долгот, где обнаруживается наиболее сильная корреляция коэффициента Лодэ-Надаи с вариациями солнечной активности в 11 летнем солнечном цикле (см. рис. 2 и работы [3, 4]). Магнитотеллурическое зондирование на Северном Тянь-Шане, выполненное сотрудниками ИВТРАН (г.Бишкек) показало, что низкоомные (высокопроводящие) объемы совпадают с этими плюмовыми каналами [7].

Новейшая тектоника. Формирование новейших структур (морфоструктур) разного ранга и связанная с ними сейсмичность обусловлены альпийским тектоническим процессом, который следовал за герцинским, но темпы и формы его были различны. В 1987 г. Н.Н. Костенко выделил три этапа: раннеальпийский (продолжительностью 100 млн. лет), среднеальпийский (110 млн. лет) и позднеальпийский (30 млн. лет). С последним отождествляется неотектонический этап, который начался в позднем олигоцене и еще не завершился [8]. С ним связаны наибольшие деформации земной коры и доорогенной поверхности выравнивания, которые создали все контрасты наблюдаемых ныне морфоструктур. Одной из характерных черт тектонических процессов этого этапа являются землетрясения.

При формировании новейшей структуры происходила существенная переработка палеозойского структурного плана, которая выразилась в развитии глубоких прогибов и сопряженных с ними поднятий по направлениям, секущим как палеозойские подвижные зоны, так и относительно устойчивые блоки. Для рассматриваемого региона модель режима новейших движений представляется в виде системы блоков, границами которых служат разломы, многие из которых имеют большую глубину проникновения в земную кору. В течение неотектонического этапа блоки испытали движения разного знака и интенсивности в ходе деструкции эпигерцинской платформы. Ниже приведена краткая характеристика новейших морфоструктур рассматриваемого региона в соответствии с выделенными областями неотектонического режима (врезка на рис. 3) [8].

Заилийская мегантиклиналь простирается почти широтно с некоторым разворотом на северо-восток. С севера она ограничена Заилийским, на юге Чилик-Кеминским разломами, на западе упирается в Чуйскую, а на востоке в Жаркентскую впадины. Кроме

названных крупных разломов, морфоструктуру пересекают многочисленные продольные и поперечные (северо-западные) разрывные нарушения. Несмотря на тектоническую нарушенность, общая морфология поверхности складки может быть восстановлена по реликтам пенеплена, которые встречаются на высотах 4500-4600 м, но, в основном, по гипсометрическому положению вершинной поверхности водоразделов различных порядков. На северном крыле Заилийской мегантиклинали древний пенеплен наклонен на север. На южном крыле поверхность выравнивания наклонена на юг к долине р.Чилик на высотах от 4200 до 3100 м. В целом по реконструкции вершинной поверхности Заилийская мегантиклиналь представляет собой асимметрическую морфоструктуру, северо-западное крыло которой осложнено крупными, взбросами и взбросо-надвигами (Алматинским и Заилийским), между которыми расположена предгорная ступень. В её пределах доорогенная поверхность перекрыта неогеновыми и нижнечетвертичными отложениями, что свидетельствует о вовлечении этих блоков в поднятие только в среднечетвертичное время.

Кунгейский мегантиклинорий расположен южнее Заилийского и протягивается субпараллельно последнему, отделяясь от него Чилик-Кеминским разломом. По данным О.К. Чедия [10] Кунгейский антиклинорий как новейшая морфоструктура состоит из четырех мегантиклиналей: Западно-Кунгейской, Чоткал-Агалашской, Центрально-Кунгейской и Восточно-Кунгейской. Три последние мегаструктуры сопряжены в систему правых кулис. Для всех четырех морфоструктур характерна резкая асимметрия: южные крылья относительно пологие с сохранившимися фрагментами пенеплена, а северные – крутые, короткие, оборванные разрывами, по которым взброшены на сопряженную с севера структуру. Между Центрально- и Восточно-Кунгейскими мегантиклиналями заключен Аксуйский грабен, который в районе села Ананьево сливается с Иссыккульской впадиной. С разломами, ограничивающими грабен, связаны сейсморвы, обвалы, оползни, псевдоморены. Большинство этих сейсмодислокаций образовались в 1911 году во время Кеминского землетрясения. Восточно-Кунгейская мегантиклиналь находится между Иссыккульской впадиной и Чиликским грабеном и имеет простое асимметричное строение. Ее северное крутое крыло оборвано Жаланашским надвигом, классическое обнажение которого находится около пос. Саты, где видно как палеозойский массив надвинут на красноцветы неогена. Заилийский и Кунгейский антиклинории разделяются Чилик-Кеминской зоной разломов, которая представлена серией субпараллельных и кулисно сочленяющихся разрывов. Эта зона проявляла активность в течение всей геологической истории региона. Движения по ней происходили и в альпийскую тектоническую эпоху, оказывая решающее влияние на формирование морфоструктур.

Алматинская впадина вытянута субшироко более чем на 300 км и южным бортом сопряжена с хр.Заилийский Алатау. В поперечном направлении она имеет асимметричное строение. Наибольшее погружение (до 3,2 км) фундамента наблюдается вдоль южного борта в зоне сочленения с предгорной ступенью в районе г.Алматы. Здесь в основании разреза бурением вскрыт палеоген, а выше наслаиваются осадки неогена и квартера. Западнее Алматинского расположен менее глубокий Узынагачский прогиб. Их разделяет Боролдайское поднятие, выраженное на поверхности увалом высотой до 100 м, в пределах которого обнажаются неогеновые и нижнечетвертичные отложения. Появление на поверхности последних свидетельствует о поднятии этого участка во вторую половину

квартера. Восточную часть Алматинской впадины от Капчагайского ущелья р. Или до горного устья р. Чилик пересекает прослеживаемый на космоснимке Капчагай-Чиликский линейament. Южным ограничением Алматинской впадины является одноименный разлом, северная граница определяется разрывными нарушениями разных направлений, образующими извилистую линию.

Иссыккульская впадина расположена между крупнейшими хребтами Тянь-Шаня – Кунгейским и Терскейским и также имеет асимметричное строение. По морфологии, размещению и ориентировке новейших структур она разделяется на северную и южную части, называемые соответственно Предкунгейским и Предтерскейским прогибами. По данным О.К. Чедия [10] Предкунгейский прогиб вытянут вдоль Кунгейского хребта и состоит из двух блоков. Западный – Рыбачинский – характеризуется глубиной фундамента до 500 м, поверхность которого осложнена разрывами северо-восточного и северо-западного простирания. Тюпский блок характеризуется глубиной залегания фундамента от 1000 до 2000 м с погружением на восток, а также моноклинальным падением его поверхности в южных румбах вместе с палеоген-неогеновым покровом. Предтерскейский прогиб также делится Транс-Иссыккульским разломом на западный и восточный блоки. Первый – Тонский – представляет собой центриклинальное замыкание Иссыккульской впадины с глубиной погружения фундамента до 1000 м. Второй – Пржевальский – является максимально опущенной частью (до 3000-4000 м) Иссыккульской впадины. Преобладающее простирание разрывов здесь субширотное и северозападное, причем последние являются секущими.

Важнейшая роль в формировании морфоструктур и рассматриваемого региона принадлежит тектоническим разломам. Важнейшие рельефообразующие разломы показаны на рис. 4. Разрывные нарушения ориентированы на северо-восток ($50-60^\circ$), субширотно (СВ $70-80^\circ$) и на северо-запад ($310-320^\circ$). Первые характерны для восточных флангов Заилийского хребта, Кетменя; вторые – для центральной части Заилийского и Терскейского поднятий; третьи – для хребта Кендыктас и Чу-Илийских гор. Разломы были заложены в каледонское, герцинское время и, возможно, ранее, а в альпийскую эпоху обновлены. Молодые движения по разрывам преимущественно взбросо-сдвиговые, переходящие в крутые надвиги. Сместители взбросо-надвигов падают чаще под углами $70-80^\circ$ под фронтальные крылья мегантиклиналей. Повсеместно региональные и трансрегиональные рельефообразующие взбросо-надвиги сегментируются секущими сдвигами на звенья различных размеров, отражая региональное напряжение субмеридионального тангенциального сжатия.

Анализ верхнекоровых новейших структур, включая системы активных разломов, позволил установить, что важной чертой строения орогенического пояса является вергентность складчато-глыбовых морфоструктур. Они образуют системы, в которых оси структур простираются в субширотном направлении, а сами системы расположены между региональными и трансрегиональными сдвигами северо-западного простирания, вдоль которых происходит латеральное перемещение деформируемых пластин земной коры. Такой парагенез новейших складчатых и разрывных деформаций свидетельствует о его возникновении в условиях субмеридионального тангенциального сжатия. Особенности парагенеза морфоструктур объясняются закономерности сейсмичности, заключающиеся в следующем [8, 10]: 1 – скопление очагов сильных и слабых землетрясений приурочены, в

основном, к зонам деструкции взбросо-надвигового типа вдоль крутых крыльев складчато-блоковых вергентных (асимметричных) морфоструктур; 2 – очаги землетрясений имеются также вдоль участков субтрансформных сдвигов, где по разные стороны шва наблюдается противоположная направленность векторов вергентности морфоструктур; 3 – асейсмичными или слабо сейсмичными являются участки субтрансформных сдвигов с однонаправленными векторами вергентности по разные стороны шва, а также участки отсутствия вергентных структур по обе стороны шва, что свидетельствует о затухании телеколлизийных деформаций.

Выводы

Приведенный фактический материал позволяет сформулировать следующие особенности строения литосферы в рассматриваемом «аномальном» районе проявления связи вариаций параметров сейсмотектонической деформации с вариациями солнечной активности:

1) Наличие огромных гранитоидных батолитов (Заилийского и Кеминского), которые занимают практически весь район специальных исследований, распространяясь на восток и запад Северного Тянь-Шаня. На глубине гранитоиды сливаются с гранулитогнейсовым слоем, в результате чего общая мощность сиалической части коры достигает 42-45 км.

В связи с этим феноменом необходимо отметить, что в геологической литературе неоднократно на чисто качественной основе обсуждалась концепция всплывания гранитных масс в жидком или твердом виде за счёт проявления архимедовой силы. Исследования, проведенные Е.Х. Турухановым и Ю.А. Зориным [9], показывают реальность такого механизма, когда для конкретных условий всплывания гранитного массива мощностью 6 км (оценка близка к минимальной) и с недостатком плотности $0,22 \text{ г/см}^3$ на верхней границе создается напряжение 130 кг/см^2 . Поскольку это минимальные оценки, то для гранитогнейсовых куполов диаметром в несколько десятков километров и сечением по разрезу коры 15-20 км величина давления будет существенно выше. Таким образом, всплывающий гранитогнейсовый купол или гранитный батолит формирует вокруг себя зону тектонических напряжений, которая на разных глубинных уровнях может быть представлена различными формами. Процесс всплывания в вязкоупругой среде и подтекание вмещающих пород под всплывающий купол создает своеобразную подкупольную тектонику, морфологические формы которой и закономерности в связи с сейсмичностью никем не изучены.

2) Наличие в подкоровом пространстве активной мантии, характеризующейся низкими значениями скорости ($V_p=7,6 \text{ км/с}$) и аномально высокой температурой ($1000-1400^\circ\text{C}$). На глубине 280-160 км тепломассопотоки локализованы в плюмовые каналы, а по мере прослеживания вверх их горизонтальное сечение увеличивается. Непосредственно в подкоровом пространстве они устойчиво контролируют зоны высокой сейсмичности новейших орогенов. В районе наших исследований мощность активной мантии колеблется от 30 до 80 км, увеличиваясь с северо-запада на юго-восток.

Магнитотеллурическое зондирование показало [7], что низкоомные (высокопроводящие) объемы в данном случае совпадают с этими плюмовыми каналами. Структуру этих каналов по вертикали хорошо видно на рис. 3 по контурам глубинных срезов. Территория, где наблюдается связь параметров СТД с вариациями солнечной активности в 11-летнем цикле, находится непосредственно над плюмовым каналом (срез 70 и 170 км) в зоне подкорового латерального «растекания» мантийного субстрата, где его температура достигает 1000-1300°C [11].

3) Новейшая морфоструктура региона представлена системой блоков земной коры, границами которых являются глубинные разломы разной глубины заложения. Реликты эпигерцинской денудационной поверхности подняты на высоту до 5 км, а суммарное ее смещение по отношению к фундаменту Алматинской впадины достигает 8-10 км. Выявленная сеть разломов (взбросов, взбросо-надвигов, сбросов и сдвигов) вместе с сопряжено развивающимися морфоструктурами представляет единый парагенез, отвечающий геодинамической модели субмеридионального тангенциального сжатия земной коры, представляющую хрупкую и подвижную среду.

С учетом изложенного, установленные факты вариаций параметров сеймотектонической деформации в 11-летнем солнечном цикле ([3-5] и рис. 2), могут быть интерпретированы следующим образом: на территории Северного Тянь-Шаня, в условиях субмеридионального регионального сжатия, обусловленного коллизией Евразийской и Индостанской литосферных плит, вследствие локального увеличения температуры и мощности мантии, происходит относительное уменьшение сил сжатия из-за разуплотнения мантии (повышения текучести). В результате, на локальных территориях, где имеются подстилающие мантийные плюмы, возможно относительное растяжение (уменьшение сжатия), фиксируемое многочисленными землетрясениями со сбросовыми механизмами в очагах, в отличие от большинства взбросовых механизмов в окружающем пространстве. Можно предположить, что механизм влияния реализуется через земные (теллурические) токи, поскольку, как показано сотрудниками ИВТРАН (г.Бишкек), зоны расположения плюмов, поднимающихся из нижней мантии, характеризуются высокой электропроводностью [7].

Другая трактовка этого явления может исходить из того, что относительно «хрупкая», расколота разломами слоисто-блоковая кора находится на сильно разогретой (1300-1400°C) квазипластичной «подушке» [8 и ссылки внутри]. Она (кора) может быть подвержена как собственным колебаниям, так и волнообразным движениям подстилающего горячего пластичного субстрата, которые возможно имеют место в связи с 11 -летними вариациями солнечной активности.

Приведенный в работе материал представляет ценность для понимания физики солнечно-земных связей и разработки физического механизма солнечно-литосферных связей.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным). ДАН СССР. 1975. Т.225. №3. С.557-560.
- 2 Kasahara K. Earthquake mechanics. Cambridge University Press, 1981, (рус. пер. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
- 3 Полешко Н.Н., Садыкова А.Б., Сыдыков А., Тимуш А.В., Хачикян Г.Я., Шацлов В.И. Вариации солнечной активности и коэффициент Лоде-Надаи // Вестник НЯЦ РК. 2009. Вып.1. С.86-92.
- 4 Полешко Н.Н., Садыкова А.Б., Сыдыков А., Тимуш А.В., Хачикян Г.Я., Шацлов В.И. Вариации солнечной активности и азимут оси напряжения сжатия // Вестник НЯЦ РК. 2009. Вып.1. С.93-97.
- 5 Полешко Н.Н., Копничев Ю.Ф., Садыкова А.Б., Хачикян Г.Я., Соколова И.Н. Сейсмотектоническая деформация и добротность среды на Северном Тянь-Шане: связь с вариациями солнечной активности. Тезисы докладов пятого международного симпозиума «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» к 75-летию со дня рождения Ю.А. Трапезникова. Бишкек, 2011. Том.1. С.272-275.
- 6 Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.:Наука. 1985. 406 с.
- 7 Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Щелочков Г.Г. и др. На пути к 3D структуре земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня: результаты глубинной магнитотеллурики // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов (2-й международный симпозиум; тезисы). Бишкек, 2002. С.25-27.
- 8 Тимуш А.В. Сейсмотектоника литосферы Казахстана. Алматы:Luxe Media Group, 2011. 590 с.
- 9 Туруханов Е.Х., Зорин Ю.А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 55 с.
- 10 Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
- 11 Шацлов В.И., Горбунов П.Н. Тимуш А.В. Новые данные о тектоносфере Тянь-Шаня // Доклады НАН РК. 2000. №2. С.50-54.
- 12 Шацлов В.И., Тимуш А.В., Степаненко Н.П., Кайдаш Т.М., Белоусова Н.П. Особенности строения литосферы Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Геодинамические, сейсмологические и геофизические основы прогноза землетрясений и оценки сейсмического риска. Доклады Казахстанско-Российской конференции 22-24 июня 2004 г. Алматы, 2005. С.118-129.

13 Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10, С.14-23.

14 Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.:Наука, 1990, 191 стр.

15 Юнга С.Л. О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу. Доклады РАН. 1997. Т.352. №2. С.253-255.

REFERENCES

1 Gushhenko O.I. Kinematicheskij princip rekonstrukcii napravlenij glavnyh naprjazhenij (po geologicheskim i sejsmologicheskim dannym). DAN SSSR. 1975. T.225. №3. S.557-560.

2 Kasahara K. Earthquake mechanics. Cambridge University Press, 1981, (rus. per. Kasahara K. Mehanika zemletrjasenij. M.: Mir, 1985. 264 s.

3 Poleshko N.N., Sadykova A.B., Sydykov A., Timush A.V., Hachikjan G.Ja., Shacilov V.I. Variacii solnechnoj aktivnosti i koeficient Lode-Nadai // Vestnik NJaC RK. 2009. Vyp.1. S.86-92.

4 Poleshko N.N., Sadykova A.B., Sydykov A., Timush A.V., Hachikjan G.Ja., Shacilov V.I. Variacii solnechnoj aktivnosti i azimuth osi naprjazhenija szhatija // Vestnik NJaC RK. 2009. Vyp.1. S.93-97.

5 Poleshko N.N., Kopnichev Ju.F., Sadykova A.B., Hachikjan G.Ja., Sokolova I.N. Sejsmotektonicheskaja deformacija i dobrotnost' sredy na Severnom Tjan'-Shane: svjaz' s variacijami solnechnoj aktivnosti. Tezisy dokladov pjatogo mezhdunarodnogo simpoziuma «Sovremennye problemy geodinamiki i geojekologii vnutrikontinental'nyh orogenov» k 75-letiju so dnja rozhdenija Ju.A. Trapeznikova. Bishkek, 2011. Tom.1. S.272-275.

6 Riznichenko Ju.V. Problemy sejsmologii. Izbrannye trudy. M.:Nauka. 1985. 406 s.

7 Rybin A.K., Batalev V.Ju., Shhelochkov G.G. i dr. Na puti k 3D strukture zemnoj kory i verhnjej mantii Tjan'-Shanja: rezul'taty glubinnoj magnitotelluriki // Geodinamika i geojekologicheskie problemy vysokogornyh regionov (2-j mezhdunarodnyj simpozium; tezisy). Bishkek, 2002. S.25-27.

8 Timush A.V. Sejsmotektonika litosfery Kazahstana. Almaty:Luxe Media Group, 2011. 590 s.

9 Turuhanov E.H., Zorin Ju.A. Glubinnoe stroenie granitnyh plutonov Mongolii i Zabajkal'ja. Novosibirsk: Nauka, 1978. 55 s.

10 Chedija O.K. Morfostruktury i novejsnij tektoenez Tjan'-Shanja. Frunze: Ilim, 1986. 314 s.

11 Shacilov V.I., Gorbunov P.N. Timush A.V. Novye dannye o tektonosfere Tjan'-Shanja // Doklady NAN RK. 2000. №2. S.50-54.

12 Shacilov V.I., Timush A.V., Stepanenko N.P., Kajdash T.M., Belousova N.P. Osobennosti stroenija litosfery Tjan'-Shanja i prilegajushhih territorij // Geodinamicheskie, seismologicheskie i geofizicheskie osnovy prognoza zemletrjasenij i ocenki seismicheskogo riska. Doklady Kazhstansko-Rossijskoj konferencii 22-24 ijunya 2004 g. Almaty, 2005. S.118-129.

13 Junga S.L. O mehanizme deformirovaniya sejsmoaktivnogo ob#ema zemnoj kory. Izv. AN SSSR. Fizika Zemli. 1979. № 10, S.14-23.

14 Junga S.L. Metody i rezul'taty izuchenija sejsmotektonicheskix deformatsij. M.:Nauka, 1990, 191 str.

15 Junga S.L. O klassifikacii tenzorov sejsmicheskix momentov na osnove ih izometricheskogo otobrazhenija na sferu. Doklady RAN. 1997. T.352. №2. S.253-255.

Резюме

А.В. Тимуш, А.Б. Садықова, Н.П. Степаненко, Г.Я. Хачикян

(Институт сейсмологии МОН РК) **на каз язык**

СОЛТҮСТІК ТЯНЬ-ШАНЬДА КҮН БЕЛСЕНДІЛІГІНЕ БАЙЛАНЫСТЫ

СЕЙСМОТЕХТОНИКАЛЫҚ ДЕФОРМАЦИЯНЫҢ

ВАРИАЦИЯ ФАКТОРЫ РЕТІНДЕ ЛИТОСФЕРАНЫҢ ҚҰРЫЛУЫ

Сейсмотектоникалық деформация параметрлерінің күн белсенділігінің вариацияларымен байланысын танытатын ауданның литосфера құрылысының ерекшелігі, жер қыртысының жоғарғы бөлігінде ірі гранитоидтық батолиттердің, ал қыртыстың астындағы кеңістікте – плюмдік каналдардан шығатын белсенді мантияның болуымен себепші болады. Жерсілкіністер ошақтары механизмдерінің вариациялары біршама сынғыш, жарылымдармен бөлінген қатпарлы-блоқты қыртыстың қатты қыздырылған

(1300–1400°C), өзіндік тербелістеріне, сонымен қатар 11 жылдық күннің белсенділік вариацияларына байланысты мантияның ыстық субстраттық төсенішінің толқын тәрізді қозғалыстарына ұшыраған квазипластикалық «жастықтың» салдарынан пайда болуы мүмкін.

Кілт сөздер: жер сілкіну ошағының механизмі, Люде-Надон коэффициенті, сейсмотектоникалық деформацияның параметрі, күн белсенділігінің вариациясы, литосфера, қарқынды мантия, плюмді канал.

Summary

A.V. Timush, A.B. Sadykova, N.P. Stepanenko, G.Ya. Hachikyan

(Institute of seismology of MAN of RK)

A LITHOSPHERE CONSTITUTION AS THE FACTOR OF VARIATIONS OF SEISMOTECTONIC DEFORMATIONS IN CONNECTION WITH A SOLAR ACTIVITY ON NORTHERN TYAAN-SHAN

The features of the structure of the lithosphere in the regions where the manifestations of seismotectonic deformation parameters due to variations of solar activity is observed, may be due to the presence in the upper crust of huge granitoid batholiths, and in the subcrustal space – an active mantle emanating from the plume channels. The variations of earthquake focal mechanisms can occur due to the fact that a relatively fragile, fragmented by fractures the stratified-bloc crust is underlined by strongly heated (1300-1400°C) quasiplastic "cushion", which is subjected to both the natural oscillations, and wave-like movements of the underlying substrate of a hot mantle in connection with the 11-year variations in solar activity.

Keywords: mechanisms of the centers of earthquakes, coefficient Ljude-Nadon, parameters of seismotectonic deformation, solar activity variations, lithosphere, an active mantle, a plum channel.

Поступила 4.02.2013 г.