

УДК 550:34

Абдрахматов К.Е., Аширов Б.М., Айтмырзаев Ж.С.
Институт сейсмологии НАН КР,
г. Бишкек, Кыргызстан

ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ ТЯнь-ШАНЯ И ДЖУНГАРИИ

Аннотация. Предложены кинематические модели, которые могут быть применимы для объяснения особенностей новейшей структуры Тянь-Шаня. Предполагается, что возникновение и развитие новейших складок может рассматриваться как следствие смещений по пологонаклонным или горизонтальным разломам (зонам срыва).

Ключевые слова: новейшая тектоника, разлом, кинематическая модель, смещение, амплитуда

ТЯнь-ШАНДЫН ЖАНА ЖУНГАРИЯНЫН Эң ЖАңЫ ТЕКТониКАСЫНЫН ӨЗГӨЧӨЛүКТӨРү

Кыскача мазмуну. Тянь-Шандын эң жаңы түзүлүшүнүн өзгөчөлүктөрүн аныктоо үчүн колдонулушу мүмкүн болгон кинематикалык моделдер сунушталат. Эң жаңы бүктөмдөрдүн пайда болушу жана өнүгүшү жантайыңкы жалпак же горизонталдык жараңкалар (үзүлүү зоналары) боюнча жылышуулардын кесепети катары каралышы мүмкүн деп божомолдонот.

Негизги сөздөр: эң жаңы тектоника, жараңка, кинематикалык модель, жылышуу, амплитуда

THE PROPERTIES OF CENOZOIC TECTONICS OF THE TIEN SHAN AND DZHUNGARIA

Abstract. Kinematic models that can be used for explanation of the features of the the Tien Shan and Dzhungaria newest structure are proposed. It is assumed, that the emergence and development of Cenozoic folds can be seen as consequence of displacements along the hollow inclined or horizontal faults (failure zones).

Keywords: newest tectonics, fault, kinematic model, displacement, amplitude.

Обширная древняя денудационная поверхность, выработанная на деформированных коренных породах, является великолепным маркером, позволяющим апробировать и использовать модели любого типа на территории Тянь-Шаня. Она распространена в пределах локализации коренных пород, а также везде, где основание третичных отложений выходит на поверхность. Вслед за предшествующими исследователями мы полагаем, что до поднятия современного Тянь-Шаня было время, когда весь регион имел пологий и низкий рельеф, представляющий собой эрозионную поверхность. Позже эта доорогенная поверхность была поднята на высоту более чем 5 км или опущена под некоторыми впадинами ниже уровня моря.

Новейшие структурные формы, развитые на Тянь-Шане, обычно именуются либо складками основания [1,2,3,4] либо, учитывая наличие комбинации складчатости и разрывов – «грабен – синклиналиями» и «горст-антиклиналями» [5]. Основной причиной возникновения таких форм признается субгоризонтальное тангенциальное сжатие, обусловленное коллизией Евразийской и Индо-Австралийской литосферных плит [6,7]. От общепринятых отличаются построения И. Садыбакасова [8], который источником движений считает явления гравитационной неустойчивости, развивающиеся в недрах самого Тянь-Шаня, а также концепции ряда авторов [9,10,11], нашедших в Тянь-Шане признаки рифтогенной деструкции. Также особняком стоят взгляды [12] и А.В. Миколайчука [13], применивших к Тянь-Шаню представления транспрессии.

Несмотря на огромное количество публикаций, так или иначе затрагивающих взаимоотношения складчатых и разрывных деформаций в новейшем горообразовании, начиная от простейших расчётов [14] и заканчивая концептуальными построениями [15], вопрос о реальном их соотношении остаётся открытым. Практически все исследователи в явном или косвенном виде признают главенство складок над разломами.

Однако существует целый ряд публикаций, в основном в зарубежной литературе, где форма и характер новейших структур рассматривается в зависимости от характера смещений по разлому [16, 17, 18]. Эти исследования являются развитием представлений о наличии трёх основных типов взаимоотношений между складками и разрывами: «*fault-bend folds*», «*fault-propagation fold*» and «*detachement fold*» [19]. Указанные типы, а также их модификации базируются на признании главенствующей роли смещений вдоль зон субгоризонтальных или пологих разломов.

Эти модели, позволяют по-новому интерпретировать новейшие структурные формы Тянь-Шаня, которые как указывалось, представлены складками основания, развитыми на различных по возрасту породах древних этапов развития.

При этом весьма важным является тот факт, что указанные выше модели отвечают требованиям «сбалансированности». Это требование [20] заключается в том, что структурная интерпретация геологических разрезов должна быть реконструируема, т.е. интерпретация должна быть приемлемой и все элементы реконструированного разреза после соответствующих перемещений, и изменения формы должна находить свое место на современном разрезе и наоборот, современный разрез после “снятия” деформации должен выдерживать проверку при сравнении с реконструированным вариантом. Именно построение двух взаимодополняющих друг друга и строго между собой увязанных разрезов: геометрически точного разреза, характеризующего современную структуру складчатой зоны и реконструированного разреза той же зоны, отражающего размещение геологических тел и местоположение будущих разрывов до начала разрыво - и складкообразования позволяет контролировать правильность кинематических моделей, делает разрезы сбалансированными. Естественно, при этом каждый шаг деформационного процесса должен быть физически приемлемым. Кроме того, должны быть сбалансированными также и длина линий (например, длина реконструированной поверхности выравнивания и длина её первоначального состояния) или размер площади (площадь на разрезе, занимаемая складкой и её первоначальная площадь).

Существует несколько разных теорий, связывающих складки основания и смещение по нижележащему разлому, и все они основаны на соотношении между относительным вертикальным смещением u , падением плоскости разлома δ и собственно смещением по разлому, s , т.е.

$$u = s \cdot \sin \delta$$

Например, в работе [15] приведены простейшие приемы, позволяющие не только установить смещение по разлому, но и выявить форму разлома на глубине, используя при этом информацию о наклоне поверхности основания (рисунки 1, 2). При этом угол наклона поверхности вычисляется по простой формуле:

$$\chi = 180RA/\pi R$$

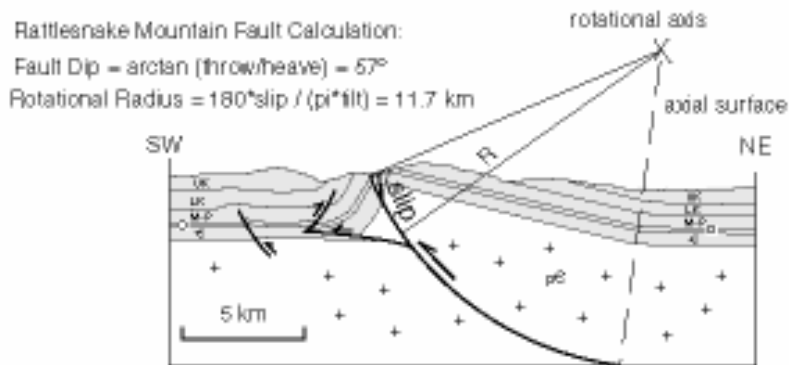


Рисунок 1. Методика выявления формы разлома на глубине [15].

В условиях Тянь-Шаня в качестве такой поверхности может быть принята доорогенная поверхность выравнивания (ДДП), которая достаточно хорошо сохранилась на некоторых хребтах или же ее современное положение может быть восстановлено построением специальных геолого-геоморфологических профилей. Это имеет важное значение, поскольку, в случае его плохой сохранности ДДП, восстановление его формы основывается на интерполяции. Именно плохая сохранность пенеплена является причиной различия формы или асимметрии отдельных структур.

Рассмотрим несколько наиболее распространенных на Тянь-Шане упрощенных типов наклона ДДП и соответствующие формы разломов, наиболее приемлемые с точки зрения сбалансированности (рисунок 2).

$$\text{угол наклона } X = 180 S_{RA} / \pi R.$$

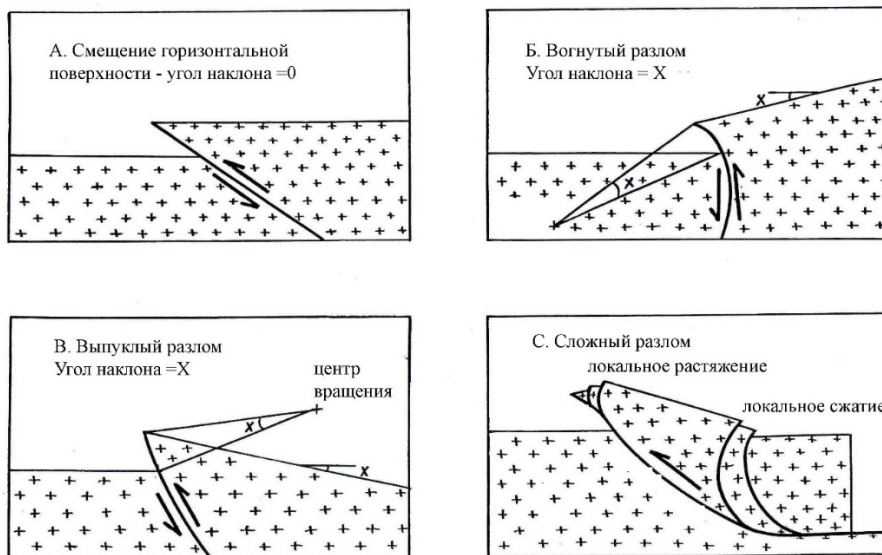


Рисунок 2. Зависимость формы разлома на глубине от наклона древней денудационной поверхности (упрощено из [22]).

Однако, в реальности, наклон ДДП редко бывает достаточно однородным на больших расстояниях вкост простирания новейших структур. Это бывает связано с усложнением формы разлома близ поверхности (рисунок 2с), а также может быть следствием изменения углов падения нижележащих плоскостей разломов [17]. Зона сдвигающих деформаций (s), подвергающаяся сдвигающим напряжениям, позволяет решить проблему пространства, возникшего в результате изменения геометрии разлома (рисунок 3). Три основных типа геометрии разлома определяют разные виды складок:

разлом, выполаживающийся к поверхности, даёт моноклираль, падающую в направлении vergentности надвига; более крутой у поверхности разлом даёт тыльное крыло складки, падающее в противоположном направлении; разлом, падение которого меняется, даёт структурный клин с моноклиалью, падающей в направлении vergentности, но на поверхность такой разлом не выходит.

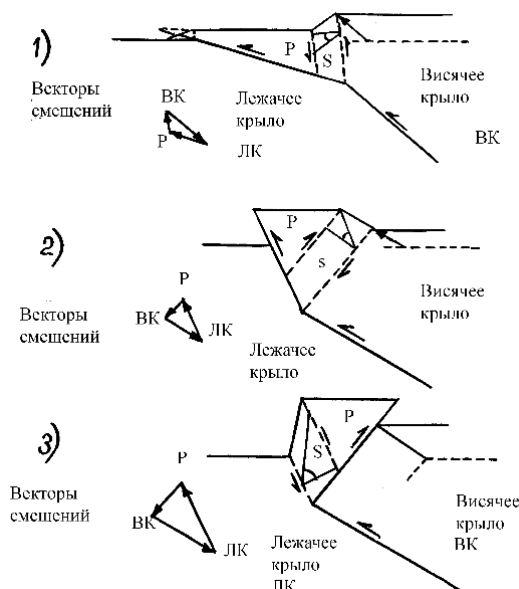


Рисунок 3. Три основных типа геометрии разлома, определяющих разные виды складок [17].

Применение указанных выше соотношений разломов и складок позволяет по-новому взглянуть на новейшие структуры Тянь-Шаня и, соответственно, по-иному решать вопросы оценки сейсмической опасности этих регионов.

На рисунке 4 приведён меридиональный разрез, построенный между восточной частью Чуйской впадины и Сонкельской впадиной [20], который представлен в упрощённом виде, но он отражает главные взаимоотношения между геометрией разломов и складок, которые необходимы для понимания структурного стиля и количественной интерпретации поперечного сжатия. При построении разреза были использованы конструкции, показанные на рисунках 2 и 3. На разрезе показаны два крупно-амплитудных надвига с падением на юг: Южно-Кочкорский и Шамси - Тюндюкский. Сонкельская впадина была приподнята в результате смещения по Южно-Кочкорскому надвигу («1», рисунок 4). Изгиб ДДП на северной окраине впадины маркирует перегиб Южно-Кочкорского разлома на глубине примерно 10-12 км. Взброс с падением на север, маркирующий северную границу Тюлекской впадины, представляет собой ответвление Южно-Кочкорского разлома («2», рисунок 4) с которым связано укорочение порядка 2.5 км. Сам Южно-Кочкорский разлом не выходит на поверхность и ограничивает кайнозойские отложения Кочкорской впадины от палеозойских пород хребта Терской Ала-Тоо. Опрокинутое залегание неогеновых осадков, мощностью 3.5 км севернее Бижинской синклинали указывает на то, что ДДП подвергалась складчатости по мере распространения разлома к северу («3», рисунок 4). В конце концов, разлом нарушил складку и вышел на поверхность. Затем смещение происходило, главным образом, вдоль полого падающего Акчопского разлома («4»). Складчатость, связанная с распространением зоны разлома, даёт укорочение порядка 3.5 км, а смещение по пологому Акчопскому разлому – еще 3 км. Следует обратить внимание на взаимоотношения между Акчопским разломом и более крутопадающим Южно-Кочкорским разломом: по существу, это один и тот же разлом. Таким образом, большая амплитуда смещения по Акчопскому разлому подразумевает то же самое по Южно-

Кочкорскому разлому, но на глубине. Падение эрозионной поверхности, развитой на южном склоне Киргизского хребта, под углом 9° к югу, спроецированное под южную часть Кочкорской впадины, даёт глубину, соотносимую с измеренной мощностью третичных отложений. Это позволяет предположить, что на глубине ДДП не испытывает деформаций и единообразно наклонена на протяжении около 35 км («5», рисунок 4). Эта поверхность подстилается Шамси-Тюндюкским разломом, который, как показывают расчёты, должен быть изогнутым (см. рисунок 4). Осевая поверхность, разделяющая вершину длинного наклонного участка и плоскую вершину Киргизского хребта, указывает на переход от искривленного разлома к прямому («6», рисунок 4). Смещение по Шамси-Тюндюкскому разлому в том месте, где он выходит на поверхность, даёт укорочение порядка 4 км. Дополнительное смещение происходит на глубине, по его полого падающему ответвлению, которое тянется на север до границы Чуйской впадины.

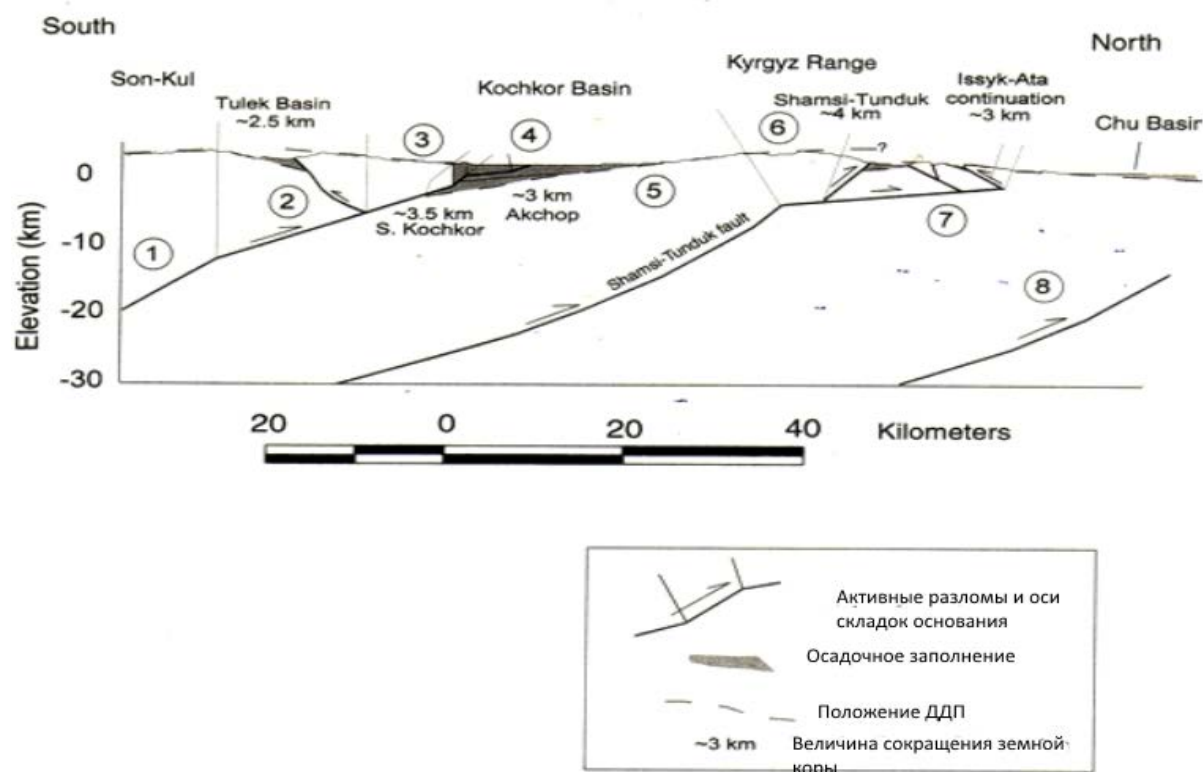


Рисунок 4. Продольный профиль-разрез между Сонкульской и Чуйской впадинами на меридиане с.Быстровка. Цифры в кружках объясняются в тексте.

Два структурных клина, ограниченные падающими на север надвигами, дают ещё 3 км укорочения («7»). Одно из ответвлений Шамси-Тюндюкского разлома соответствует Иссък-Атинскому разлому на западе (например, в долине р. Аламедин), где разлом имеет южное падение и смещает третичные и четвертичные отложения, формируя низкие предгорья впадины. Северное окончание разреза пересекает восточное замыкание Чуйской впадины (рисунок 4), где вергентность разломов южного крыла этой структуры северная. Здесь на поверхности появляются брахиморфные структуры, имеющие палеозойское ядро и длинное пологое северное крыло, маркированное ДДП. Общее поперечное укорочение в 7 км Киргизского хребта в этом месте составляет примерно половину укорочения, установленного по разрезам на меридиане Бишкека. Разница между количеством общего укорочения поперек Киргизского хребта на рисунке 4 и таковым на

западе может объясняться укорочением поперек Кастекского хребта, расположенного севернее и разделяющего бассейны рек Чу и Или («8» на рисунок 4).

Предложенные выше кинематические модели могут быть применимы не только для объяснения особенностей новейшей структуры Киргизского хребта, но и в целом Тянь-Шаня. При этом такие модели позволяют рассматривать некоторые принципиальные положения новейшей тектоники этого региона несколько в ином плане, чем это обычно делалось ранее. Наиболее важным является понимание того, что возникновение и развитие новейших складок может рассматриваться как следствие смещений по полого наклонным или горизонтальным разломам (зонам срыва).

Литература

1. Арган Э. 1935, Тектоника Азии. М.-Л., ОНТИ.
2. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня: Москва, Географгиз, 1948, 222 стр.
3. Макаров В.И. Новейшие орогены, их структура и геодинамика. Дисс.доктора геол.-мин. наук, М.,1990, 57 стр.
4. Чедия О. К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня: Фрунзе, Илим, 1986, 313 стр.
5. Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ,1960.
6. Molnar, P., and Tapponier, P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science* 189: стр. 419–426.
7. Трифионов В.Г. Неотектоника Евразии. М., Научный мир, 1999, 252 стр.
8. Садыбакасов И., 1990, Неотектоника Высокой Азии: М, Наука, 176 стр.
9. Юдахин Ф.Н. О некоторых общих чертах глубинного строения и геодинамики платформ и горно-складчатых областей. В кн. Геодинамика и геозкологические проблемы высокогорных регионов. Бишкек, 2002).
10. Паталаха Е.И., Чабдаров Н.М. Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса // *Сейсмоструктурная тектоника некоторых районов юга СССР*. М., Наука,1976, стр. 80-90.
11. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. Под ред. А. Ф. Грачева, М. 2000, 487 стр.
12. Cobbold, P. R.; Sadybaksov, E.; and Thomas, J. C. 1996. Cenozoic transpression and basin development. In Roure, F.; Ellouz, N.; Shein, V. S.; and Skvortsov, I. I., eds. *Geodynamic evolution of sedimentary basins*. Paris, Editions Technip, pp. 181–202.
13. Миколайчук А.В. Структурная позиция надвигов в новейшем орогене Центрального Тянь-Шаня // *Геология и Геофизика*, 2000, т. 41, № 7, стр. 961-970.
14. Корженков А.М. Особенности новейших тектонических структур Северо-Восточного Тянь-Шаня. Автореф. Дисс. канд. геол.-мин. наук, Фрунзе, ФПТИ, 1988, 17 стр.
15. Erslev, E. A., 1986, Basement balancing of Rocky Mountain foreland uplifts: // *Geology*, v. 14, no. 3, pp. 259-262.
16. Jordan, T. E., and Allmendinger, R. W., 1986, The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation // *American Journal of Science*, v. 286, no. 10, pp. 737-764.
17. Narr, W., and Suppe, J., 1994, Kinematics of basement-involved compressive structures // *American Journal of Science*, v. 294, no. 7, pp. 802-860.
18. Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding // *American Journal of Science*, v. 283, no. 7, pp. 684-721.
19. Геодинамические реконструкции. М., Наука, 1987, 15 стр.

20. Абдрахматов К.Е., Р. Уилдон, Д. Бурбанк, С. Томпсон, М. Буллен. Внутриконтинентальное горообразование (Тянь-Шань) – Бишкек, Илим, 2008.
21. Сабитова Т.М., Лесик О.М., Абдрахматов К.Е., Бакиров А.Б. Геолого-геофизическая интерпретация скоростных разрезов очаговых зон сильных землетрясений (Северный Тянь-Шань) // Наука и новые технологии, №2, 2002, стр. 105-114.
22. Structural Geology. G. Davis, S. Reynolds, 1996.

Рецензент: канд. г.-мин. наук Омуралиев М.О.