

Лемзин И.Н., Чаримов Т.А.

**НОВЕЙШИЕ СКЛАДКИ ПОКРОВА И РАЗЛОМЫ
(на примере Тянь-Шаньского орогена)**

I.N. Lemzin, T.A. Charimov

**NEOTECTONIC FOLDS IN CENOZOIC COVER AND FAULTS
(on example of Tien-Shan orogen)**

УДК 551.24.(575.2)

В статье рассматриваются новейшие складки покрова и разломы в Чуйской, Суусамырской, Джумгалской, Кетмень-Тюбинской и Нарынской впадинах (Северо-Восточный Тянь-Шань).

In this article there are considered neotectonic folds and faults in the Cenozoic sediments of Chu, Djumgal, Ketmen-Tobo and Naryn basins.

В 1937 г. С.С. Шульц, выступая с докладом на XVII сессии Международного геологического конгресса, впервые предложил термин "новейшая тектоника" - совокупность тектонических процессов, которыми созданы основные черты современного рельефа [5].

Позже В.А. Обручев [2] вводит в обиход термин "неотектоника" – это тектонические движения, относящиеся ко второй половине третичного и первой половине четвертичного времени. Со временем эти два термина стали употребляться как синонимы.

Однако С.С. Шульц [7] всегда считал, что они совершенно различны: термин "новейшая тектоника" обозначает определенный процесс, определенное соотношение тектонических и денудационных факторов в формировании рельефа, а понятие "неотектоника" связано с определенным возрастным интервалом.

В изучении неотектоники существует несколько аспектов, которые можно сгруппировать в хронологическом и методологическом направлениях. Для первого направления главными аспектами являются стратиграфический и историко-генетический [13]. Для методологического направления главный аспект – геоморфологический, который подчеркивает особые подходы изучения орографически выраженных структур.

В свое время Э. Арган [1] утверждал, что Тянь-Шань, как горная страна, представляет собой виргацию складок, наступающих на невидимое препятствие жесткого массива Сериндии. Складки, в строении которых принимают участие изгибающийся палеозойский субстрат и облегающий его мезозойско-кайнозойский покров, представляют собой структуры, которые он назвал «складками основания». Это современные складки среднего или большого радиуса кривизны, которые могут охватывать несколько древних складок, не считаясь с их формой и простиранием, играющим совершенно инертную, подчиненную роль в новой структуре.

Кроме "складок основания" Э. Арган выделял еще "складки покрова", которые связаны с самостоятельными движениями мезо-зойско-кайнозойских отложений и имеют подчиненное значение к главной складчатости основания.

С.С. Шульц [6] тоже выделял складки «основания» и «покрова», но среди последних он различает еще «конседиментационную складчатость», которая происходит одновременно с отложениями осадков. Складчатость, произошедшую после отложения смятых осадков, было предложено назвать «постседиментационной». Она образуется в осадках накопившихся в крупных синклинальных зонах основания и затем обусловленных складчатыми процессами. Это складки покрова, которые по мнению С.С.Шульца на Тянь-Шане не имеют регионального распространения. Генезис их обусловлен гравитационными процессами, возникающими на крыльях крупных складок основания, когда последние приобретают значительную крутизну и получают выражение в рельефе.

Но, когда размыв и аккумуляция осадков компенсируют медленное развитие складчатых структур, не получивших или почти не получающих выражение в рельефе, на крыльях таких структур уже не создаются значительные гравитационные напряжения в покрове. Если же рост складок основания не успевает компенсироваться денудационными процессами по всей площади транспортировки осадков с повышенных мест в пониженные, то происходит-массовое движение покрова.

Зарождаясь в самых крутых частях крыльев, выраженных в рельефе крупных складок основания, покровные складки чаще наблюдаются по окраинам впадин. При дальнейшем своем развитии они начинают охватывать весь покров депрессии.

О.К. Чедия [8] среди складок покрова выделяет так называемые, «гравитационные» складки, объясняя их происхождение прежде всего крутым падением пенеппена, по которому происходит соскальзывание кроющей его толщи в сторону наклона (особенно при наличии в ней пластичных пород).

Среди складчатых структур, образованных в мезозойско-кайнозойских отложениях впадин Тянь-Шаня, исследователи выделяют моноклинали, брахискладки, гребневидные складки, сложные антиклинальные поднятия с выходами

палеозойского ядра, голоморфную складчатость и складчато-надвиговые чешуи [8].

О.К. Чедия выделил еще и "обращенные структуры", или "инверсионные" [4,3]. К ним он отнес структуры, образованные за счет: а) расширения зоны поднятия и захвата смежных с ним зон прогибания; б) дифференциальных глыбовых движений фундамента депрессий; в) срыва пластичного материала мезозойско-кайнозойского покрова по наклонной поверхности фундамента; г) явления диапиризма.

Чуйская впадина. Чуйская впадина по кровле палеозойского фундамента представляет собой ассиметричную синклиналиную структуру с длинным и пологим северным крылом и более крутым, коротким южным (рис.1).

Максимально опущенная часть впадины (на 4 км ниже уровня моря) находится на юге территории между Иссыккатынским и Шамси-Тюндукским разломами, на меридиане г.Бишкек, под современными предгорьями. Последние представлены новейшими структурами, сформированными в шарпылдакское время ($N_2^3 - Q_1$): на востоке – это Серафимовская антиклиналь [2,9], западнее ее – Сокулукская структура с абсолютными отметками 1500-1900 м. [10].

Начало прогибания Чуйской впадины совпадает с накоплением красноцветных отложений киргизской свиты (Pg_3-Ni), которые залегают под отложениями чуйской (N_2) и шарпылдакской ($N_2^3 - Q_1$) свит, т.е. начиная с позднего палеогена и до первой половины раннечетвертичного времени включительно [10].

Площадь Серафимовской антиклинали со второй половины раннего плейстоцена испытывает непрерывное поднятие [13]. Антиклиналь имеет ассиметричное строение - пологое южное крыло, постепенно переходящее в Байтикско - Кегетинскую осложненную синклинали, и крутое северное, оборванное Иссыккатынским разломом. В пределах структуры разлом вскрывается скважиной 1-А на глубине 650 м. По нему красноцветные отложения сарыагачской свиты (N_2^1) (галечники, песчаники, алевролиты) надвинуты на сероцветные песчаники и галечники чуйской свиты (N_2) [13]. Амплитуда вертикального смещения по плоскости разлома достигает 1км. С.С. Шульц [5] Серафимовскую антиклиналь рассматривал как консидиментационную структуру.

И. Садыбакасов [3], считал, что величина смещения по разлому меняется в сторону убывания с запада на восток, а наибольшая его амплитуда наблюдается в районе города Бишкек, пришел к выводу, что Иссыккатынский разлом не имеет самостоятельного значения по отношению к окружающим структурам, а является производным от мегантиклинали Киргизского хребта и Чуйской мегасинклинали. По мнению О.К. Чедия [13], главную роль в формировании Серафимовской антиклинали сыграло явление диапиризма. Высокопластичный соленосный материал джелдысуйской (N_j^2) и серафимовской (N_i^1) свит под давлением вышележащих грубообломочных толщ создал дисгармоничную структуру по отношению к фундаменту.

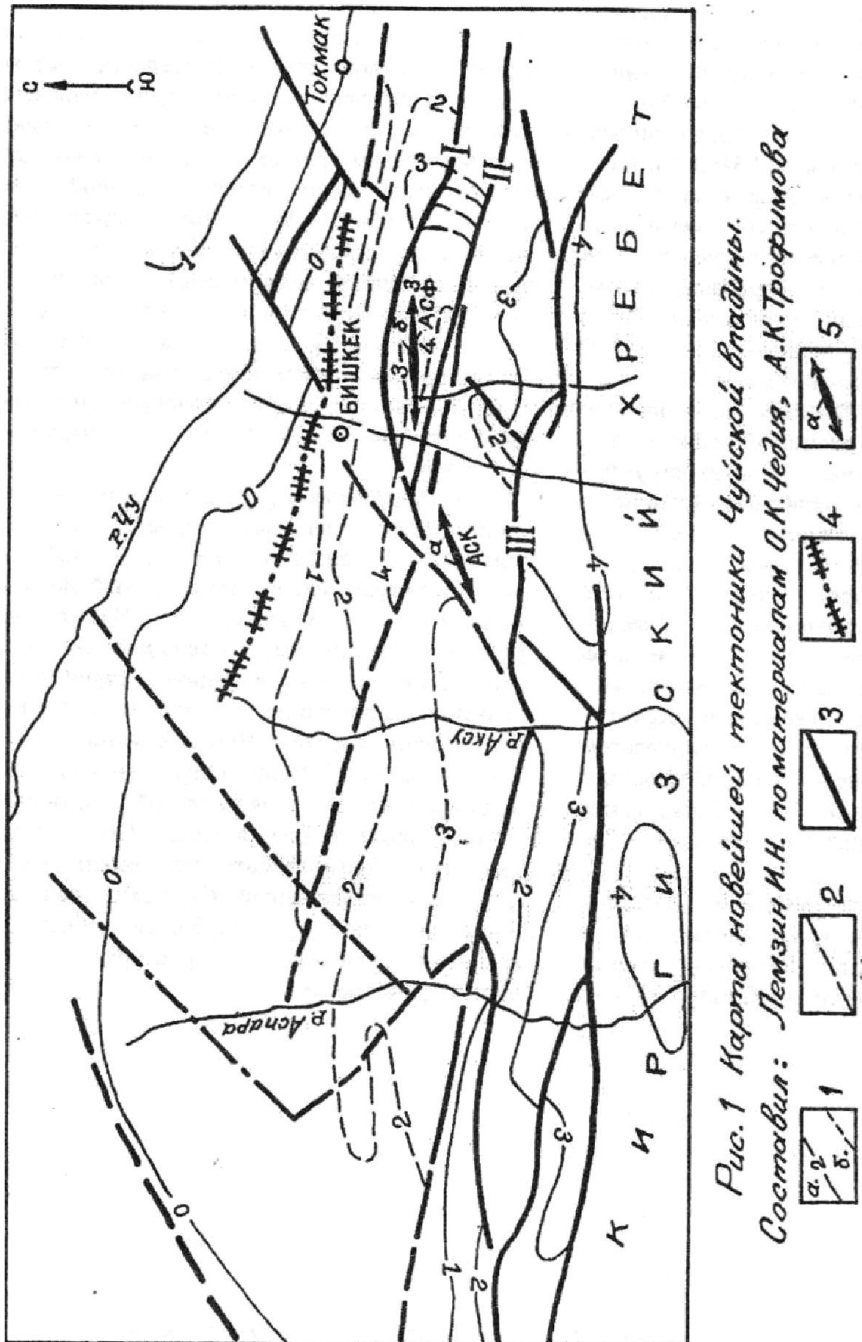


Рис.1 Карта новейшей тектоники Чуysкой впадины.
Составил: Лемзин И.Н. по материалам О.К.Чедия, А.К.Трофимова

По нашему мнению, формирование Иссyk-Атинского разлома в районе Серафимовской структуры непосредственно связано с крутым крылом этих структур и падением плоскости разлома на юг.

Суусамырская впадина. Суусамырская впадина имеет вид расширяющегося к востоку клина, субширотно вытянутого между Галасским и Киргизским хребтами на севере, Суусамыр-Тоо - на юге и Джумгалским - на юго-востоке (рис.2).

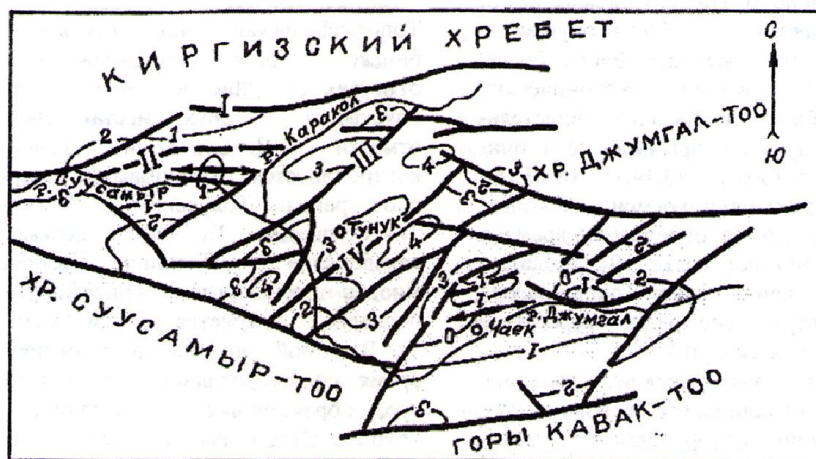


Рис. 2. Карта новейшей тектоники Суусамырской и Джумгальской Впадины Составил: Лемзин И.Н. (по данным Чедия О.К. Трофимова А.К., Удылова Н.)

Условные обозначения:

Важнейшие разломы и их номера : I-Каракольский; II – Айгырджальский, III – Суекский, IV- Оггаинский.

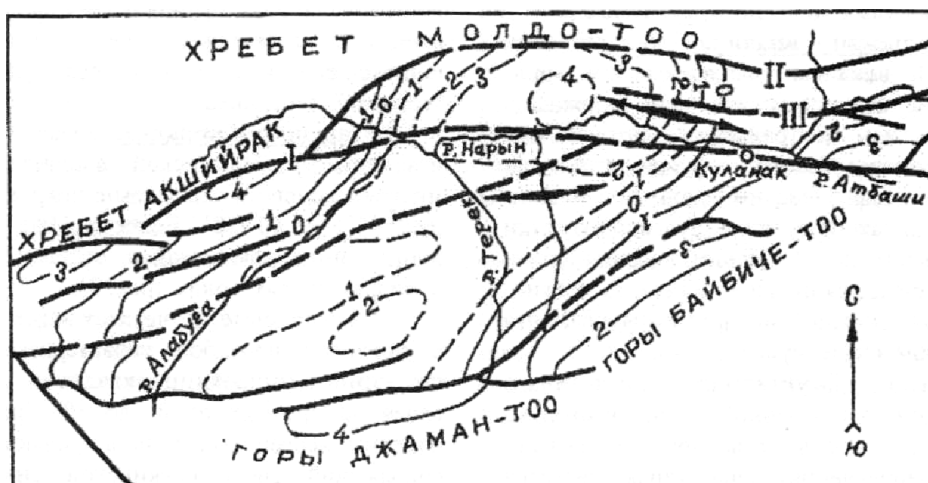


Рис. 3. Карта новейшей тектоники Алабуга-Нарынской впадины Составил: Лемзин И.Н.

Условные обозначения:

важнейшие разломы и их номера- Центрально-Нарынский; II – Акчаташский, - III – Кокджертынский.

Впадина имеет синклинальное строение (ряд авторов рассматривают ее даже как мегасинклиналь). И. Садыбакасов [3] считает Суусамырскую впадину грабенсинклиналью симметричного строения, заполненную кайнозойскими отложениями.

По строению фундамента впадина делится на северную и южную половины, разделенные Айгырджальским и Суекским разломами. Северная часть впадины состоит из Верхне-Каракольской, Каракольской и Верхне-Суусамырской грабен-синклиналей. [11]. Южная часть представлена структурами: Ирисуйская грабен-синклиналь, Киндыкская горстантиклиналь, Айгырджальская брахиантиклиналь, Джоудурекская грабенсинклиналь и Центрально-Суусамырская

синклиналь, которая является наиболее прогнутой частью впадины, где фундамент по данным ВЭЗ опущен до 2500м.

Быстро опускающийся в палеоген-неогене Центральный блок в четвертичное время оказался вовлеченным в процесс поднятия, т.е., как считает И. Садыбакасов [3], произошла инверсия тектонических движений. По данным ВЭЗ в районе р. Токойлу палеозойский фундамент Айгырджальского блока опущен по разлому относительно северного блока более, чем на 500 м. О новейших тектонических подвижках этого блока по разлому свидетельствует смещение древней арычной сети, описанные многими авторами [3,14,15, 16,17,18]. Люминесцентные датировки времени образования Токойлинского

уступа определили время в интервале 3100- 2100 лет назад [19]. Молодые подпруженные отложения перед Токойлинским уступом имеют возраст (по радиоуглеродному методу) 570 ± 600 лет назад [18].

Наличие в Суусамырской впадине Айгырджальской антиклинали в районе максимального погружения ее фундамента указывает, что формирование этой новейшей структуры происходило в условиях сжатия [11]. Этим же процессом О.К. Чедия [11] объясняет образование разлома, контролирующего Айгыр-Джалскую структуру с севера.

И. Садыбакасов [3] образование данного разлома на крутом крыле Айгырджальской структуры объясняет как результат дифференциальных глыбовых движений фундамента.

Джумгальская впадина. В строении Джумгальской впадины выделены три крупные новейшие структуры: северная и южная - синклинали и центральная антиклиналь. Глубина домезозойского фундамента во впадине по геофизическим данным оценивается в пределах 1 км ниже нулевой отметки (рис. 2). Максимальный прогиб находится в Северо-Джумгальской синклинали. В Южно-Джумгальской синклинали прогиб фундамента достигает 500 м выше нулевой отметки.

Центрально - Джумгальская антиклиналь вытянута вдоль одноименной реки, несколько отклоняясь от нее в северном и северо-восточном направлениях. Она характеризуется отдельными высотами - до 150 м (гора Чон-Тюбе – 1964 м). Рост структуры связан с движением блоков по разлому. Так, Северо-Джумгальский блок взброшен на Южно-Джумгальский, хотя максимальный прогиб находится в фундаменте Северного блока. Подтверждением этому служат и данные ВЭЗ: в районе антиклинали фундамент впадины опущен до глубины 700-800 м. В северной и южной синклиналих фундамент опущен до глубины, 2000 м и 1600 м соответственно.

Разлом, который геофизически отслеживается в фундаменте, еще не вышел на поверхность, он читается в рельефе в виде надразломной складки в породах кайнозоя. Крылья этой новейшей структуры имеют асимметричное строение: северное - крутое крыло, южное - пологое.

Кетмень-Тюбинская впадина.

Топографическая поверхность Кетмень-Тюбинской впадины находится на абсолютных отметках от 900 м до 1500 м, а ее фундамент опускается „ в двух местах ниже нулевой отметки [12]. Северный склон впадины контролируется разломами северо-западного простирания: Толукским, Чичканским и Токтогульским. По двум первым разломам каледонские гранитоиды взброшены на миоцен-плиоценовые отложения, мощность последних измеряется сотнями метров.

В самой впадине в раннеплейстоценовое время сформировались ряд новейших структур, обранных разрывами. Наиболее крупное

Ойталское поднятие северо-западного простирания отделяет Толукскую впадину от Кетмень-Тюбинской. В последней образовалось небольшое Шамшикольское поднятие в правобережье Нарына, между устьями рек Торкент и Кашкасу, поделившее впадину на две синклинали: Узун-ахматскую и Торкентскую. Формирование этих новейших структур связано с двумя факторами: наклоном допалеозойского фундамента и соскальзыванием пластичных слоев в сторону понижения. Значительную роль здесь играет "соляная" тектоника.

Нарынская впадина. Общая синклиналичная структура Нарынской впадины осложнена многочисленными складками покрова с углами от 2° - 5° до 40° - 50° . Более крутое падение, а иногда и запрокидывание складок отмечается в приразломных зонах (рис. 3).

Неогеновые и четвертичные отложения в пределах прогибов характеризуются очень пологими и широкими складками с наклоном слоев на крыльях от 2° до 10° . Значительные наклоны неогеновых толщ встречаются в зонах сопряжений Дюрбельджинской синклинали с Акташской и Байбичетауской антиклиналями.

Древняя денудационная поверхность на склонах хребта Байбиче-Тоо уходит под палеоген-неогеновые отложения под углом 20° - 30° . Более крутые наклоны этих отложений - (70° - 60°) наблюдается в 2-3 км от выхода палеозойских образований. Такая картина может быть объяснена двумя факторами: 1-изгибом поверхности фундамента; 2-гравитационным перемещением отложений покрова в более пониженные участки и формированием складок. Некоторые дисгармоничные складки, по-видимому, связаны с явлением диапиризма в солегипсоносных глинистых толщах нарынской свиты (N_2).

Из рассмотренных примеров по впадинам Центрального Тянь-Шаня видно, что складки покрова могут формироваться различными способами: движениями блоков фундамента, диапиризмом, гравитационными процессами и др.

Разломы, формирование которых связано только со складками покрова и не затрагивающих фундамент впадин, могут нести информацию о повторяемости тектонических событий за определенный промежуток времени. К ним можно отнести разломы, образованные на крыльях складок покрова, где имеют место процессы гравитации, диапиризма и сжатия окружающими впадину положительными структурами.

Литература:

1. Арган Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935.
2. Обручев В.А. Основные черты кинематики и неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
3. Садыбакасов И. Неотектоника Центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972, 118 с.

4. Турбин Л.И., Конюхов А.Г. Основы неотектоники Тянь-Шаня. Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967
5. Шульц С.С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня. Тр. ХУП МГК, т. II, 1937.
6. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М: Географгиз, 1948.
7. Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра, 1979.
8. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986.316с.
9. Абдрахматов К.Е. Четвертичная тектоника Чуйской впадины. Фрунзе: Илим, 1988. 120 с.
10. Геология СССР. Киргизская ССР. т. XXV. М.: Недра, 1972.279 с.
11. Чедия О.К., Трофимов А.К., Удалов Н.Ф. Неотектоника Суусамы
12. рекой впадины и ее обрамления. Мат-лы о тектоническом развитии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971. С.83-94.
13. Абдрахматов К.Е., Лемзин И.Н., Стром А.Л. Новейшая тектоника Кетмень-Тюбинской впадины.- В кн.: Тянь-Шань в эпоху новейшего горообразования. Бишкек: Илим, 1994. С. 86-96.
14. Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л.: Наука, 1976.127с.
15. Корженков А.М. Морфоструктура и сейсмичность Кочкорской впадины и ее горного обрамления (Северный Тянь-Шань). Изв. НАН КР, 1999-№ 3-4, с. 33-39.
16. Корженков А.М. Морфоструктура и сейсмичность восточной части Нарынской впадины и ее горного обрамления (Срединный Тянь-Шань). Наука и новые технологии. 2000, № 4, с. 134-146.
17. Корженков А.М., Бауман Д., Мамыров Э., Омуралиев М., Порат Н. Об отклонениях дренажной сети, обусловленных современной тектоникой в Суусамырской впадине. Северный Тянь-Шань. РГО. 2003, Т. 135, вып. 2, с. 49-61.
18. Корженков А.М., Омуралиев М. Формы рельефа, сформированные во время сильного Суусамырского землетрясения 1992 г. в Северном Тянь-Шане. Геоморфологический риск. 1993. Иркутский геоморфологический семинар (тез. докл.), Иркутск: Изд. Ин-та земной коры СО РАН, 1993, с. 105-106.
19. Чедия О.К, Михель Г., Михалев В. О скоростях голоценовых тектонических движений и попытке определения продолжительности сейсмического затишья в Срединном Тянь-Шане. Эхо науки. Известия НАН КР, 1997,-№1. с. 13-17.
20. Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов). Бишкек: Илим, 2006. 289с.

Рецензент: д.геол.-мин.н. Корженков А.М.