

# НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ О СТРОЕНИИ НОВЕЙШИХ ВПАДИН

**Бачманов Д.М.**, bachmanov@ginras.ru, Геологический институт РАН, Москва, Россия,  
**Трифонов В.Г.**, trifonov@ginras.ru, Геологический институт РАН, Москва, Россия,  
**Миколайчук А.В.**, a.mikolaichuk@caiag.kg, Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, Бишкек, Кыргызстан,

**Додонов А.Е.**, dodonov@ginras.ru, Геологический институт РАН, Москва, Россия,  
**Зарщикова А.А.**, alzarsch@mail.ru, Московский Государственный Университет, Москва, Россия,  
**Вишняков Ф.А.**, ulchi@mail.ru, Геологический институт РАН, Москва, Россия.

Новейшая структура Центрального Тянь-Шаня определяется системой продольных хребтов и впадин и общим воздыманием на востоке к массиву Хан-Тенгри. Слабо дифференцированные продольные структуры заложилась в олигоцене. В миоцене и раннем плиоцене рельеф сгладился, развивались обширные бассейны. В позднем плиоцене и квартере вертикальные движения резко ускорились, заложившиеся в олигоцене поднятия оформились в виде хребтов. Подъем района Хан-Тенгри начался в начале палеогена и усилился в позднем плиоцене и квартере. Развитие продольных структур связано с коллизийным сжатием региона, тогда как воздымание на востоке и общее поднятие в позднем плиоцене и квартере связаны с преобразованием вещества верхов мантии и низов коры.

Ключевые слова: неотектоника, впадина, седиментация, орогенез. УДК 551.2/3.

Изложены данные об истории развития орогена Центрального Тянь-Шаня (ЦТШ), основанные на анализе кайнозойских отложений впадин региона по опубликованным материалам и результатам полевых исследований 2004–2007 гг.

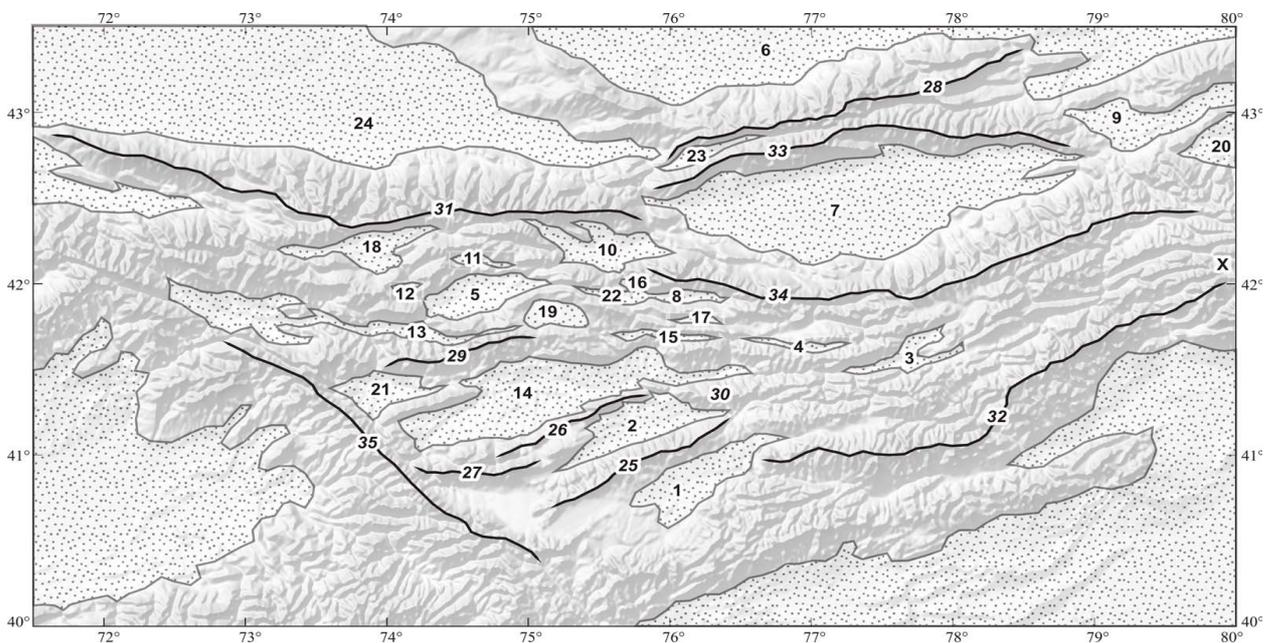


Рис. 1. Элементы новейшей орогенной структуры Центрального Тянь-Шаня

Новейшие впадины: 1 – Аксайская, 2 – Атбашинская, 3 – Верхненарынская, 4 – Джаналычская, 5 – Джумгольская, 6 – Илийская, 7 – Иссыккульская, 8 – Каракуджурская, 9 – Каркаринская, 10 – Кочкорская, 11 – Кугандинская, 12 – Кызылойская, 13 – Минкуш-Кёкёмеренская, 14 – Нарынская, 15 – Онарчинская, 16 – Сарыбулакская, 17 – Султансаринская, 18 – Сусамырская, 19 – Сонгкельская, 20 – Текеская, 21 – Тогуз-Тороуская, 22 – Тюлекская, 23 – Чон-Кеминская (Кемин-Чиликская), 24 – Чуйская.

Поднятия-хребты (выделены линиями): 25 – Атбашинский, 26 – Байбичетоо, 27 – Джамантоо, 28 – Заилийский Алатау, 29 – Молдоттоо, 30 – Нарынтоо, 31 – Киргизский, 32 – Кокшаал, 33 – Кунгей-Ататао, 34 – Терской-Алатао, 35 – Ферганский.

Структуру ЦТШ характеризуют две главные черты: 1) продольная зональность, обусловленная коллизионным сжатием и представленная зонами хребтов и межгорных впадин; 2) разная интенсивность поднятия, возрастающая к юго-востоку, с максимумом в районе массива Хан-Тенгри. Доплейстоценовая моласса ЦТШ разделяется на четыре серии, представленные в разных впадинах местными свитами (табл. 1).

Таблица 1. Сопоставление кайнозойских свит впадин ЦТШ [Трифонов и др., 2008].

Комплексы	Впадины	Чуйская (юг)		Кочкорская		Иссыккульская		Илийская		Нарынская		Атбашинская				
		Норузская св.	Чуйская св.	Верхняя п/св.	Нижняя п/св.	Джуукинская св. (верхне-иссыккульская п/св.)	Согутинская св. (нижне-иссыккульская п/св.)	Илийская св.	Санташская св.	Верхне-нарынская п/св.	Средне-нарынская п/св.	Нижне-нарынская п/св.	Кульнейская св.	Верхняя п/св.		
sh	$N_3^2-Q_E$	Норузская св.	$N_2^3$	Шарпылдакская св.		$Q_E$	Хорогская св.	$Q_E$	Шарпылдакская св.							
Тяньшанский	$N_2^2-N_2^3$	Чуйская св.	$N_2^3$	Джуанарыкская св.	$N_2^{2-3}$	Иссыккульская св.	Джуукинская св. (верхне-иссыккульская п/св.)	$N_2^3$	Илийская св.	$N_2^3$	Нарынская св.	Верхне-нарынская п/св.	Кульнейская св.	Верхняя п/св.		
	$(N_1^{2?}-N_1^3-N_2^1)$	Сарыагачская св. Джельдисуйская св.	$N_1^3-N_2^1$		$N_1^3-N_2^1$										Согутинская св. (нижне-иссыккульская п/св.)	$N_1^3-N_2^1$
Киргизский	$N_1^1-N_1^{2?}$	Кокомеренская св.	Шамсинская св.	Шарырколь-ская св.	Бижинская св.	Джетьюгузская св.	Верхняя п/св.	Чульдырская св.	Верхняя п/св.	$E_3$	Актауская св.	Верхняя п/св.	Нижняя п/св.	Киргизская св.	Кызылбулакская св.	Верхняя п/св.
	$E_3(E_3^{2-3})-N_1^1a$															
Палеоцен-эоцен	$E_{1-2}(-E_3^1?)$	Сулутерекская св.		Коктурпакская св.		Чонкурчакская св. Ag-Ag и K-Ag возраст базальтов 54-70 Ма	$E_2^3$ $E_2^2$	Акбулакская св.		Коктурпакская св.						

© - возраст фауны

В районе Нарынской впадины эти серии именуются коктурпакской, киргизской, нарынской и шарпылдакской. В Чуйской впадине, нижние серии принято именовать сулутерекской, нижнешамсинской и чуйской. Формирование всех серий происходило в континентальных условиях, хотя в «коктурпакское» время море еще проникало на юго-запад ЦТШ. Накопление трёх верхних серий происходило уже во время орогенеза.

**Коктурпакская серия** сложена тонкообломочными известковистыми осадками, отложившимися на поверхности пенеплена за счёт переотложения коры выветривания. В низах серии присутствуют базальты на севере (Чуйская и Иссыккульская впадины), в Среднем Тянь-Шане (Онарчинская, Нарынская, Джумгольская, Минкушская) и на юге (Аксайская впадина). На основе палеонтологических [Дмитриева, Несмеянов, 1982] и K-Ag датировок серия отнесена к эоцену и низам олигоцена. Новые Ag-Ag [Симонов и др., 2005] и K-Ag даты в Минкуш-Кёкёмеренском рампе [Бачманов и др., 2008] заставляют относить низы серии к палеоцену. Серия заполняла понижения пенеплена на севере и западе ЦТШ. В Чуйской, Иссыккульской, Илийской и Аксайской впадинах ее мощность

достигает десятков метров, что указывает на начавшееся прогибание. На юго-востоке серия практически отсутствует. Следовательно, этот район был приподнят уже в эоцене.

***Киргизская серия*** выделяется во всех впадинах и представлена красноцветами, относимыми к олигоцену и низам миоцена [Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Мощность их обычно не превышает первых сотен метров. Преобладает местный обломочный материал. Его источники всегда обнаруживаются на одном из бортов впадин. Это означает, что основа современного структурного плана ЦТШ зародилась именно в «киргизское» время [Шульц, 1948; Макаров, 1977; Чедия, 1986]. Судя по мелкообломочности осадков и небольшой амплитуде врезов этого времени, размах рельефа не превышал 1 км. На этом фоне аномальными выглядят киргизские отложения Минкуш-Кёкёмеренской зоны. Это конгломераты мощностью до 1–1,5 км с галькой нижнекаменноугольных известняков Срединного Тянь-Шаня [Садыбакасов, 1972; Бачманов и др., 2008]. Грубообломочность в условиях низкогорного рельефа обусловлена формированием толщи за счёт разрушения активизированных позднепалеозойских покровов, обломки которых были переотложены перед их фронтом в условиях транспрессии. Сходное происхождение могут иметь грубообломочные аналоги киргизской свиты к северу от Джумгольской впадины.

***Нарынская серия*** разделяется на три части. Нижняя по положению в разрезе отнесена к нижнему–среднему миоцену, а средняя и верхняя датированы верхним миоценом и нижним–средним плиоценом [Дмитриева, Несмеянов, 1982; Абдрахматов и др., 2001]. Преобладают озёрные отложения с прослоями карбонатов. Области седиментации расширились. На это указывает залегание нарынских отложений на палеозое в Минкушской, Кочкорской, Сарыбулакской, Тогуз-Гороуской и Сусамырской впадинах. В осадках отсутствуют признаки близости берега. Более поздний возраст имеет перемычка Байбичетоо между современными Нарынской и Атбашинской впадинами [Трифонов и др., 2008]. Разрезы смежных впадин сходны (Нарынская, Минкуш-Кёкёмеренская, Джумгольская и Кызылойская впадины). Подобное сходство есть и между соседними частями Чуйской, Иссыккульской и Чон-Кеминской впадин. Таким образом, зародившаяся в олигоцене дифференциация рельефа в «нарынское» время деградировала, бассейны седиментации стали шире и включали территории некоторых хребтов, наметившихся в олигоцене, но оформившихся в последние ~2 млн. лет.

Можно выделить три крупных бассейна осадконакопления этого времени (рис. 2). *Северный* бассейн объединял территории Чуйской, Илийской, Иссыккульской, Чилико-Кеминской, Текесской и Каркаринской впадин. Наибольшее прогибание до 2500–3500 м имело место на юге бассейна в Иссыккульской впадине и на юге Чуйской [Дмитриева, Несмеянов, 1982; Чедия, 1986; Миколайчук и др., 2003]. Обособленное положение,

возможно, занимал сравнительно узкий Кочкорско-Сусамырский бассейн. *Срединный* Нарынский бассейн охватывал территорию от Атбашинской впадины на юге до Джумгольской на севере. Наибольшее прогибание до 3600–4200 м было на юге Нарынской и в Атбашинской впадинах [Макаров, 1977; Дмитриева, Несмеянов, 1982]. *Южный* бассейн включал территории Аксайской и Туюнской впадин. Мощности отложений в Аксайской впадине достигают 2500 м. Данный бассейн мог раскрываться в Нарынский или вдоль Таласо-Ферганского разлома в Таримскую впадину.

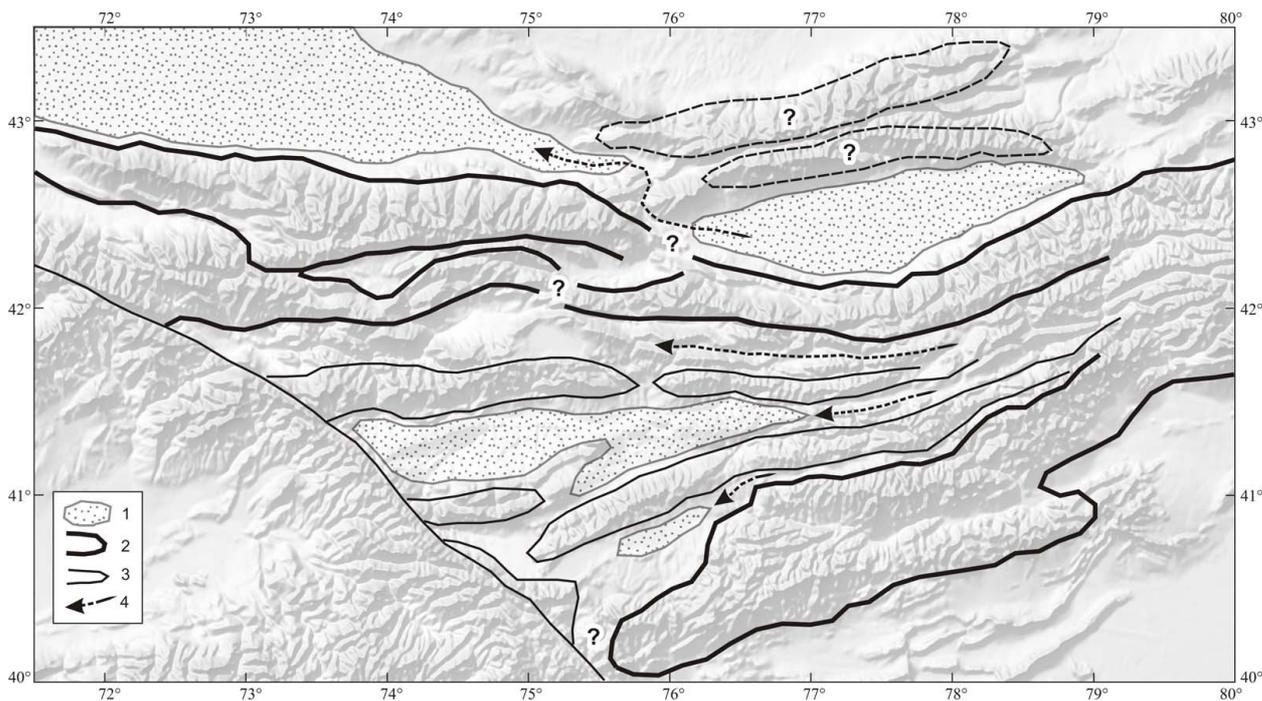


Рис. 2. Палеогеография времени формирования нарынской серии.

1 – границы бассейнов «нарынского» времени; 2 – границы поднятий внутри бассейнов; 3 – области наибольшего прогибания; 4 – направления водотоков [Макаров, 1977].

Бассейны разделялись зонами поднятий (хребты Киргизский и Терскей на севере и Кокшаал с Атбашинским на юге). Судя по тонкообломочности осадков, величины врезов «нарынского» времени были невелики. Однако на юго-восток, к Кокшаалу и Хан-Тенгри, грубообломочность возрастает. Оттуда материал выносился в бассейны, с чем согласуются определения направления его водной транспортировки [Макаров, 1977].

В «нарынском» разрезе Джаналычской впадины есть толща грубообломочных конгло-брекчий, сложенная материалом, снесенным с юга, со Срединного Тянь-Шаня. Подобно «минкушской» толще, она, возможно, возникла из-за активизации карбонатных позднепалеозойских тектонических покровов (усиления горизонтальных тектонических движений). Признаки этой активизации отмечены и в Кочкорской и Текесской впадинах. Это говорит о неравномерности сжатия ЦТШ. Фазы усиления сжатия в олигоцене,

позднем миоцене и позднем плиоцене–квартере определили цикличность осадконакопления. Первый, «киргизский» цикл охватывает киргизскую серию и низы нарынкой. Второму, «тяньшаньскому» отвечают средняя и верхняя части нарынкой серии. Шарпылдак–плейстоценовые отложения представляют начало третьего цикла.

Первые признаки загипсованности отмечены ещё в киргизской серии Илийской, Кочкорской, Нарынкой и Атбашинской впадин. В нарынкой отложениях карбонаты присутствуют повсеместно, отмечается гипс и другие эвапориты. В нижнем–среднем миоцене их нет лишь на востоке ЦТШ. В верхнем миоцене они пропадают в Илийской, Иссыккульской, Кочкорской и Атбашинской впадинах. В плиоцене карбонаты есть везде, но эвапориты исчезают, сохраняясь лишь в Нарынкой впадине (табл. 2).

Таблица 2. Присутствие эвапоритов и карбонатов в нарынкой серии ЦТШ.

Впадины	Нижний-средний миоцен	Верхний миоцен	Плиоцен
С-СЗ Чуйской	г/и	о/м	о/м
Юг Чуйской	сг/и	г/м	о/м
Илийская	г/им	о/м	о/м
Текесская и Каркаринская	?/м	г/им	Нет данных
Иссыккульская	Нет данных	о/м	о/м
Кочкорская	гс/м	о/м	о/им
Джумгольская	г/о	г/м	о/м
Минкуш-Кёкёмеренская	г/о	г/м	о/м
Восточнее Сонкёля	о/м	о/м	о/м
Нарынкой	г/м	сг/м	сг/м
Атбашинская	г/о	о/м	о/им

Примечание: г – гипс; с – галит, мирабиллит; и – известняк; м – мергель; о/о – отсутствие эвапоритов/карбонатов в разрезах.

Часть неогеновых карбонатов имеет хемогенное происхождение. И эвапориты, и хемогенные карбонаты указывают на аридные условия. Садка карбонатов происходила в проточных бассейнах, а эвапоритов – в бессточных. В раннем–среднем миоцене на юго-востоке ЦТШ происходила садка озёрных карбонатов, а в его других частях – эвапоритов. Это подтверждает наличие стока с юго-восточной приподнятой части региона. Области садки карбонатов расширились, бессточные бассейны становились проточными из-за увлажнения региона. В Нарынкой впадине бессточность сохранялись до плиоцена. Причиной бессточности могло быть опускание поверхности седиментации ниже регионального базиса эрозии, например в Нарынкой бассейне и на юго-востоке Чуйской впадины. Бессточность Нарынкой бассейна могла быть обусловлена также сдвигом по Таласо-Ферганскому разлому и ростом Ферганского хребта.

Общее опускание, имевшее место в миоцене, не согласуется с сжатием региона и требует иного объяснения. Одним из них может быть уплотнение части нижнекоровых пород в результате фазово-минеральных преобразований. Предположение о присутствии под «нормальной» корой ЦТШ слоя, корового по происхождению, но близкого по плотности к мантии, высказывалось нами ранее [Трифонов и др., 2008]. Формирование этого слоя, возможно, продолжалось в «нарынское» время.

На рубеже ~2 млн. лет грубость обломочного материала в ЦТШ резко возрастает, увеличивается глубина врезов. В плейстоцене в поднятие вовлекается и большинство впадин, бассейновый режим сменяется формированием террас. Многократное ускорение вертикальных движений приводит к увеличению высоты ЦТШ в 3 раза [Крестников и др., 1979; Чедия, 1986; Трифонов и др., 2008]. Однако рост ЦТШ в плиоцене–квартере лишь на 10–18% обусловлен коллизионным сжатием. Основной вклад в это процесс может быть связан с отслоением литосферной мантии, её замещением веществом астеносферы и ретроградным метаморфизмом пород низов коры [Трифонов и др., 2008].

Таким образом, в неотектонической эволюции ЦТШ проявляются два процесса. Один из них – коллизионное сжатие с фазами диастрофизма в олигоцене, позднем миоцене и позднем плиоцене–квартере. Оно обусловило продольную зональность и поднятие юго-востока ЦТШ. Второй процесс – глубинные преобразования тектоносферы региона; с ними связаны его относительное погружение в «нарынское» время и резкое поднятие в позднем плиоцене–квартере.

Работа поддержана Программами ОНЗ РАН № 6 и 10 и проектом МНТЦ KR-920.

### **Литература**

- Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П.* Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (*Киргизия*) // Геология и геофизика. 2001. Т.42, № 10. С.1585–1609.
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарициков А.А.* Минкуш-Кёкёмеренская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане. Геотектоника. 2008. № 3. С.30–50.
- Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А.* Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И., Чигарев Н.В., Штанге Д.В.* Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.
- Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.

*Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н.* Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена // Известия НАН Кыргызстана. 2003. № 4. С.50–58.

*Садыбакасов И.С.* Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. 116с.

*Симонов В.А., Миколайчук А.В., Ковязин С.В., Травин А.В., Буслов М.М., Собел Е.Р.* Мезокайнозойский плюмовый магматизм Центрального Тянь-Шаня: Возрастные и физико-химические характеристики //Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. III Междунар. симпозиум. Бишкек, 2005 г. С. 182–186.

*Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А.* Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С.128–145.

*Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня.Фрунзе:Илим,1986. 315с.

*Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 224с.