

УДК 551.24 (235.216) (575.2) (04)

Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена

А.В. МИКОЛАЙЧУК – канд. геол.-минер. наук

Э. СОБЕЛ – профессор (Потсдамский Университет, Германия)

М.В.ГУБРЕНКО – аспирант

А.Н. ЛОБАНЧЕНКО – ст. научн. сотр.

Предгорная Чуйская впадина из всех изученных впадин Кыргызстана наиболее исследована благодаря большому объему структурного бурения [4, 5, 12, 19, 21], геофизических работ и многочисленным тематическим исследованиям.

Структурные карты поверхности палеозойского фундамента, полученные методами электрического зондирования и сейсморазведки (отраженных и преломленных волн), показывают, что впадина является асимметричной синклиналью, открытой на северо-запад, в сторону Казахстанского щита [13, 25]. Наибольшей мощности кайнозойские отложения достигают в ее южной части. Палеозойское основание погружается здесь до 3,5–4 км ниже уровня моря. Предкыргызский краевой разлом отделяет впадину от Кыргызского хребта, максимальные отметки которого достигают 4000–4900 м. Установленный здесь размах неотектонических движений до 9000 м признается одним из самых больших вертикальных смещений в Тянь-Шане [17, 25]. Северная окраина Тяньшаньского орогена окончательно сформировалась в позднем плиоцене-плейстоцене, когда в общие поднятия были вовлечены хребты и разделяющие их впадины. Это произошло образованием трех морфоструктурных единиц: а – Чуйским (Предкиргизским) предгорным прогибам, выполненным кайнозойскими отложениями; б – предгорьями, состоящими из двух ступеней и сложенными кайнозойскими отложениями, вовлеченными в поднятия с позднеплиоценового времени; в – собственно хребтам, слагающим зону устойчивых воздыманий и сложенным палеозойскими комплексами [17, 18, 24].

По представлению большинства исследователей региона, хребты и сопряженные с ними впадины рассматриваются как складки основания с большим радиусом кривизны [14, 17, 18, 24]. В рам-

ках плейтктонической концепции Тяньшаньский ороген является отражением коллизионных процессов, происходящих в зоне столкновения Индо-Австралийской и Евроазиатской литосферных плит, поэтому главная структурообразующая роль отводится краевым надвигам [2, 7, 27]. И хотя упомянутые исследователи по-разному понимают механизм становления данной горной страны, ни у кого не возникает сомнения, что основным фактором, определяющим ее появление, является субмеридиональное сжатие.

Казалось бы, незначительные уточнения к стратиграфии и обстановкам накопления кайнозойских отложений, а также неотектонической структуры хребта и предгорий (рис. 1), привели нас к заключению, что эволюция системы хребет – предгорная впадины протекала по более сложному сценарию. Обоснованию данного тезиса и посвящено настоящее сообщение.

Кайнозойские отложения Чуйской впадины

Сулутерекская свита ($E_{1-2}st$). На палеозойском фундаменте с несогласием могут залегать неотсортированные известковые песчаники, гравелиты, красно-бурые загипсованные глины или карбонатные породы, которые без какой-либо видимой закономерности чередуются в разрезе и составляют толщу мощностью в первые десятки метров. Необычно мощный разрез свиты установлен в 6 серафимовской скважине, где он достигает 635 м [10]. Присутствие в отложениях сулутерекской свиты аридного споро-пыльцевого комплекса, а также хемогенных доломитов, гипсов, сингенетичных карбонатных брекчий свидетельствует, что она образовалась в условиях эфемерных (временных) пустынных озер [9, 22]. Среди хемогенно-осадочных об-

разований могут присутствовать единичные потоки базальтов. Палеоцен-эоценовый возраст сулутерекской свиты принимается на основании корреляций с торуайгырским разрезом по северному борту Иссыккульской впадины, включающим окаменелости

млекопитающих эоцена – раннего олигоцена [20], и изотопными датировками базальтов из сулутерекского разреза в Боомском ущелье (57,4 – 60 млн. лет, Ag/Ag методом) [8].

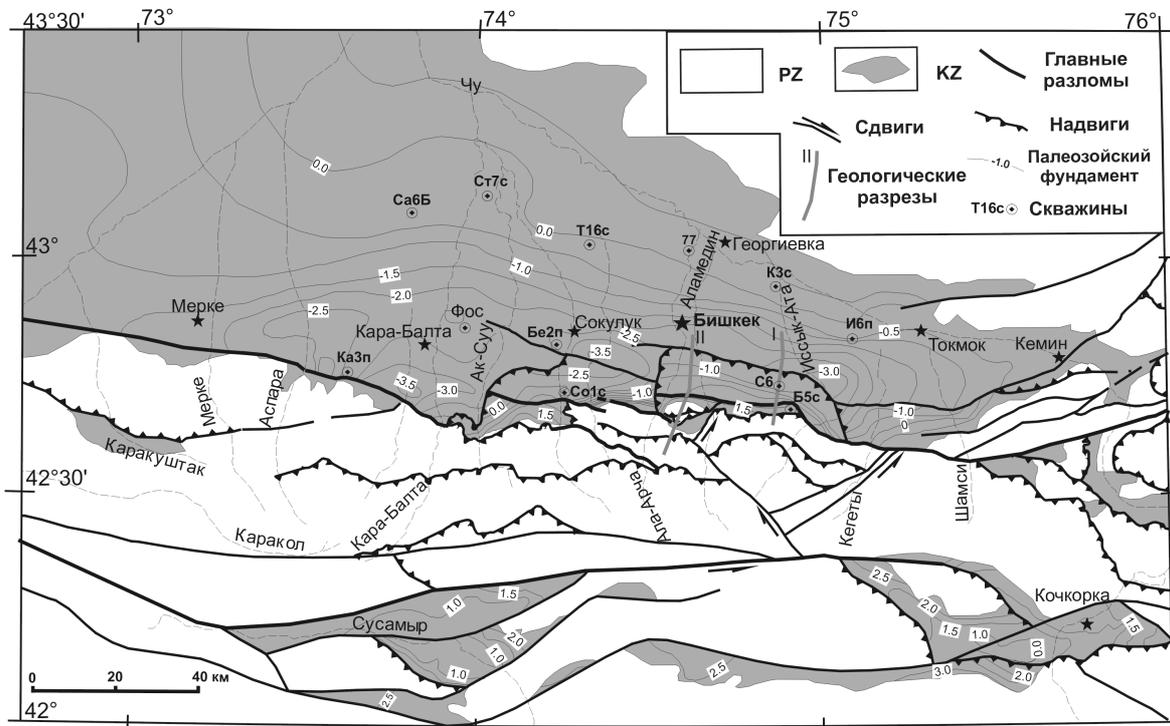


Рис. 1. Неотектоническая схема Кыргызского хребта и Чуйской впадины.

Шамсинская свита ($E_3-N_1\delta m$) согласно залегает на сулутерекской. Представлена бордово-красными, бурыми или кирпично-красными отложениями пролювиальных конусов, реже аллювиальными отложениями, для которых характерна грубая косая слоистость, свидетельствующая о северном, северо-западном направлении палеотечений (р-з “Аксу”). В нижней части разреза обычно преобладают песчаники и суглинки, которые вверх по разрезу вытесняются гравелитами и конгломератами. В пределах изученной территории эти обломки сложены эффузивами андезито-дацитового состава и бурыми песчаниками девона. Мощность свиты колеблется в пределах 300–700 м, но по 6 серафимовской скважине достигает 1285 м [10]. Олигоцен-миоценовый возраст шамсинской свиты определяется комплексом остаркод, состоящих из представителей рода *Lineasurpris?*; *Pluosurpris errabundis* Mandelst, обнаруженных в керне 6 серафимовской скважины [3, 20].

На начальных этапах исследований сулутерекская и шамсинская свиты описывались С.С. Шульцем как кыргызский красноцветный комплекс. Яр-

кий кирпично-красный цвет и характерный ребристый облик слагающих его обнажений оправдывают сохранение данного объединенного таксона, незаменимого при описании неотектонических структур района. С другой стороны, в центральной части впадины, в междуречье Иссык-Ата и Аламедин, отложения шамсинской свиты замещаются озерными осадками, среди которых выделяются пестроцветная джелдысуйская и красноцветная сарыагачская свиты. Стратотипичными для них является разрез “Нооруз”, первое полное описание которого приведено в работе [11].

Джелдысуйская свита (N_1dj) состоит из переслаивающихся глин, алевролитистых глин и тонкозернистых песчаников серого, зеленого или красно-бурого цвета. Однородно окрашенные терригенные породы составляют пакеты мощностью 4–12 м. Среди них присутствуют прослои и линзы гипсов и мергелей. Верхние 50–60 м свиты сложены зелено-серыми мергелями. В нижней части джелдысуйской свиты выделяется горизонт пестроцветных глин, в котором, наряду с прослоями и линзами

гипса, присутствуют залежи солей и который первоначально описывался как отдельная серафимовская свита. Площадные исследования показали, что соленосные отложения не выходят за пределы ядра Серафимовской антиклинали, где образуют

сложные дисгармоничные складки, обусловленные диапировой тектоникой [10, 18]. Следовательно, соленосные залежи не имеют самостоятельного стратиграфического значения и “серафимовская свита” должна быть упразднена.

Кендыктас скв. К3с скв. Са6Б скв. Бе2п Шамси скв. С6 Нооруз Байламптал Аксу скв. Б5с+Б11с Каракуштак

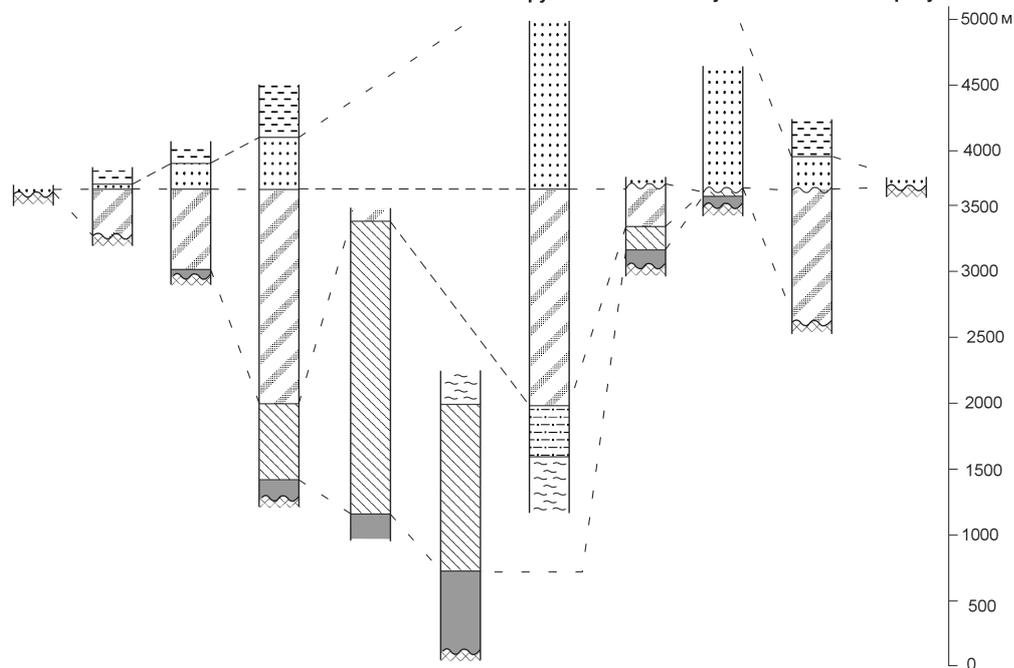


Рис. 2. Схема сопоставления опорных разрезов Чуйской впадины.

Разрезы по впадинам приведены по данным Юдахина [25] и Лесик [13]; разрезы “Шамси”, “Нооруз”, “Байламптал” и “Каракуштак” [10, 26].

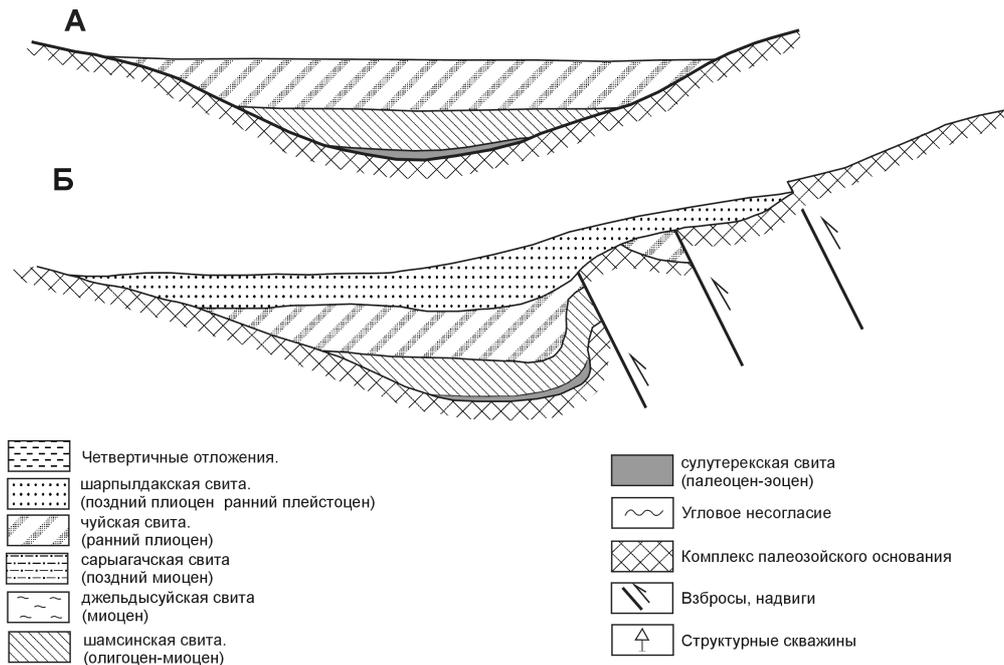


Рис. 3. Принципиальная схема строения Чуйской впадины:

А – на конец раннего плиоцена, Б – на конец раннего плейстоцена.

Ненарушенная часть разреза джелдысуйской свиты достигает 450 м. Накапливались описанные отложения в обстановке плайи, т.е. периодически пересыхающих озер [26]. В керне 6 серафимовской скважины из нижнего соленосного горизонта выявлен комплекс остракод [3], а в верхних горизонтах свиты собраны остатки позвоночных гиппарионовой фауны [20], свидетельствующие о миоценовом возрасте вмещающих пород.

Сарыагачская свита (N_{1sg}) согласно залегает на джелдысуйской, но отличается от последней красно-бурой, кирпично-красной окраской пород. В составе свиты преобладают плохо отсортированные песчаники и гравийные песчаники (0,5–2 м), переслаивающиеся с тонкослоистыми пестроцветными (бурые, белые, серые, зеленые оттенки) алевролитами. Последние составляют пакеты мощностью от 5–10 см до 40 см. В целом наблюдается погрубление материала вверх по разрезу, что связано с уменьшением алевролитовых прослоев и появлением единичных горизонтов конгломератов. Отложения свиты интерпретируются как озерные, переслаивающиеся с аллювиальными. В последних устанавливаются палеотечения северо-западного направления [26]. Мощность свиты не превышает 400–440 м. Известные в разрезе “Нооруз” находки остатков черепахи *Stylomus* [20] характеризуют широкий возрастной диапазон. Исходя из магнитостратиграфических данных, отложения сарыагачской свиты отвечают позднему миоцену [26].

Чуйская свита (N_2cu) связана постепенным переходом с подстилающей ее сарыагачской, отличаясь от последней преимущественно палеовой, палево-серой окраской пород. В нижней части свита сложена аргиллит-алевролитами пакетами (до 20 м), чередующимися в разрезе с средне-, мелкозернистыми тонкослоистыми песчаниками или ритмично-слоистыми песчано-гравелитовыми пакетами (5–10 м). Аргиллит-алевролитовые прослои наряду с желтовато-бурыми оттенками часто имеют розовую или серую окраску, встречаются светлые известковые алевролиты. В верхней части разреза преобладают песчаники и конгломераты. Плотные, серые слои конгломерата появляются в средней части данного таксона, возрастая в распространенности и мощности вверх по разрезу. Галька в конгломератах хорошо окатана и отсортирована, до 15 см в диаметре. Отложения свиты интерпретируются как аллювиальные, с транспортировкой материала в запад – северо-западном направлении [26]. Их мощность оценивается в 1250–1700 м [10].

По р. Сарыагач известны находки позвоночных позднего миоцена-плиоцена [19], согласно магнитостратиграфической корреляции, отложения свиты отвечают раннему плиоцену [26]. Чуйская свита имеет более широкое распространение по сравнению с подстилающими ее отложениями олигоцен - миоцена, ложась непосредственно на скальные породы палеозойского фундамента в периферических частях впадины (рис. 2 и 3 А). Подобный

“трансгрессивный” характер залегания кайнозойских толщ в пределах Иссыккульской и Чуйской впадин О.К. Чедия объяснял следствием заложения серии сбросов по бортам впадин в течение миоцен-плиоценового времени [23], что равносильно признанию их рифтогенной природы.

Шарпылдакская свита (N_2-Q_1sr) в центральной части впадины без видимого несогласия перекрывает отложения чуйской свиты, но вдоль обрамляющих хребтов срезает палеогеновые, а затем и неогеновые отложения, ложась непосредственно на скальные породы палеозойского фундамента. Если вдоль хр. Кендыктас продолжается трансгрессивный ряд, установленный для подстилающих отложений кайнозоя, то в верхних предгорьях Кыргызского хребта в основании шарпылдакской свиты фиксируется угловое несогласие (рис. 2 и 3 Б). Верхние предгорья в тектоническом плане представляют собой прерывистую (эшелонированную) зону, в пределах которой отложения кыргызского красноцветного комплекса вместе с подстилающим их палеозойским фундаментом смяты в крутые и опрокинутые складки [16, 18].

Несогласное налегание шарпылдакской свиты на кайнозойские толщи нам удалось проследить от р. Джделамыш на востоке до р. Аксу на западе. По левому борту р. Аксу базальные конгломераты свиты с угловым несогласием в 10° залегают на суглинках и гравелитах шамсинской, а затем и известняковых брекчиях сулутерекской свиты. Шарпылдакская свита состоит из шести ритмопачек мощностью от 65 до 230 м. В нижней части каждой из них развиты конгломераты, которые вверх по разрезу сменяются гравийно-песчаными пакетами, включающими линзы и струи конгломератов. Вверх по разрезу количество конгломератов в разрезе возрастает, а среди последних увеличивается размер обломков, до преобладания валунных конгломератов в верхних ритмопачках. Состав обломков однотипный и представлен породами палеозоя, слагающими прилегающую часть хребта. Это эффузивы ранне-среднего девона и бурые песчаники и алевролиты позднего девона – раннего карбона. Мощность шарпылдакской свиты по разрезу “Аксу” составляет 950 м.

В центральной части впадины (разрез “Нооруз”) чуйская свита без видимого несогласия сменяется шарпылдакской [11]. Последняя сложена здесь грубообломочными конгломератами, переходящими в верхней части разреза в фангломераты с гранитными валунами до 1–2 м в диаметре. Мощность свиты достигает 1300 м [26]. В обоих упомянутых разрезах установлены структуры аллювиальных и пролювиальных (отложения селевого потока) потоков, свидетельствующие о транспортировке материала в северном, северо-западном направлении. Этот предгорный шлейф, достигающий 950–1300 м, постепенно выклинивается к северу, не пре-

вышая первых десятков метров предгорьях Кендыктаса.

Уникальность разреза “Нооруз” обусловлена многочисленными находками органики в его отложениях, в том числе и остатками лошади Стенона [6], появление которой определяет возраст вмещающих пород в 2,6 млн. лет [26]. Большинство геологов относили эту находку к чуйской свите, но американские исследователи предположили, что лошадь Стенона найдена в конгломератах шарпылдакской свиты [26]. Обращение к описанию разреза, приведенному авторами находки [6], убеждает в правомочности подобного предположения. Перекрывается описываемая свита среднечетвертичными отложениями [18], и ее позднелиоценовый – раннеплейстоценовый возраст не вызывает сомнения.

Система скадчато-разрывных деформаций высоких предгорий

По результатам палеомагнитных корреляций, верхи разреза чуйской свиты отвечают палеомагнитному хрону полярности с возрастом в 3,0 млн. лет, а в 20 м выше по разрезу найдены остатки лошади Стенона, появление которой четко фиксирует возрастной рубеж в 2,6 млн. лет [25]. Очевидное заключение о стратиграфическом несогласии между чуйской и шарпылдакской свитой длительностью в 0,5 млн. лет привело установивших этот факт исследователей в замешательство [26]. Проблема снимается, если вспомнить, что установленному переверну осадконакопления в кайнозойском разрезе Чуйской впадины отвечает этап неотектонических деформаций, охвативших северный склон Кыргызского хребта.

Несогласное налегание шарпылдакской свиты на более древних отложениях кайнозоя вдоль южного борта Чуйской впадины упоминалось и ранее. Этим позднелиоценовым импульсом неотектонических движений объяснялось образование верхних предгорий хребта [17, 18, 24], но лишь в последние годы полоса неотектонических деформаций по предгорьям Кыргызского хребта стала объектом наших систематических исследований.

В междуречье Ала-Арча и Аламедин сохранились останцы кыргызского красноцветного комплекса, которые вместе с подстилающими отложениями среднего палеозоя вовлечены в интенсивные пликвативные деформации. В палеозойских отложениях закартирована запрокинутая к северо-востоку антиклиналь протяженностью 8 км и шириной 2 км. Ее юго-западное пологое крыло интенсивно эродировано, но на запрокинутом северо-восточном крыле сохранилась не только предорогненная поверхность выравнивания, но и стратиграфически перекрывающие ее красноцветы кыргызского комплекса (рис. 3). Данный контакт приобретает принципиальное значение для корректировки

сложившихся представлений о неотектонической структуре района, так как до сих пор он описывался как Чонкурчакский краевой надвиг, по которому предполагалось перемещение палеозойских комплексов приводораздельной части хребта на кайнозойские отложения высоких предгорий [18, 24]. Опрокинутая антиклиналь выявлена и на восточном окончании Кыргызского хребта. В бассейне руч. Кургантерек, расположенном по левому борту Боомского ущелья, палеозойский фундамент и перекрывающий его маломощный кайнозойский чехол смяты в опрокинутую антиклиналь, простирающуюся в северо-восточном направлении на 4200 м, шириной 1500 м. Опрокинутое крыло осложнено надвигом, вдоль которого раннеордовикские туфы взброшены на разновозрастные горизонты кыргызского красноцветного комплекса. К западу от р. Ала-Арча фрагменты подобных складок установлены в эрозионных окнах под конгломератами шарпылдакской свиты. Эти структуры долгое время оставались незамеченными. Барьером к их систематическому изучению являлись устоявшиеся среди геологов представления о том, что проявление интенсивных складчатых деформации пенеппена в приповерхностных условиях невозможно и противоречит теоретическим основам физики твердого тела. Нам удалось показать, что наблюдаемые деформации находят объяснение в рамках модели компрессионной ползучести. В последнем случае транспортировка материала при складчатости происходит благодаря его частичному растворению под давлением в пленке жидкости, находящейся между зернами породы. Материал растворяется там, где напряжение велико, и выпадает в осадок там, где оно низко [16]. Опрокинутые антиклинали верхних предгорий Кыргызского хребта сопряжены с надвигами и взбросами или развиты на их окончаниях. Подобные структуры описываются как складчатость продвижения разлома (fault-progradation folding) [29].

Эта система разломов представляет собой левосторонний эшелон, расположенный в переходной зоне между хребтом и предгорьями. Частные разломы данного (Предкыргызского) эшелона имеют выдержанное ЗСЗ простирание и протяженность от 20 до 60 км. Они берут начало среди палеозойских комплексов хребта, пересекают верхние предгорья и теряются среди недеформированных четвертичных отложений нижних предгорий. Как вытекает из соотношений стратифицированных отложений, протяженность этого этапа деформаций не превышает 0,5 млн. лет; по петрофизическим расчетам, минимально необходимое время на создание подобной структуры составляет около 50 тыс. лет [16]. Таким образом, граница между Кыргызским хребтом и предгорьями не является единой структурной линией, как считали наши предшественники. Исходя из анализа структурного рисунка, ее можно интерпре-

тировать как рассеянную зону левостороннего сдвига, разделяющую область устойчивых поднятий Кыргызского хребта от его предгорий.

Новейшая структура области устойчивых поднятий

Собственно Кыргызский хребет традиционно рассматривался как крупный блок с законсервированной структурой каледоно-герцинского возраста, вовлеченный на неотектоническом этапе в общее вздымание; только большие пологие складки предороженной поверхности выравнивания (ППВ) принимались за основные следствия неотектонических деформаций [18]. Проведенные исследования показывают, что эти представления оказались очень упрощенными. Основные элементы тектонической структуры хребта, нашедшие отражение на всех средне- и мелкомасштабных картах региона, составляют единый структурный парагенезис, окончательно сформировавшийся на завершающих фазах неотектонического этапа. Подобно Предкыргызскому эшелону разломов на севере, с юга поднятие Кыргызского хребта ограничено Суекским взбросо-сдвигом. Протяженный блок, расположенный между этими разрывными структурами, представляет собой сложно устроенную зону новейших деформаций, состоящую из диагональных сдвигов более высокого порядка. К западу от условной меридиональной линии, соответствующей водоразделу р. Ала-Арча и р. Аламедина, хребет пересекается правосторонними сдвигами северо-западного простирания, тогда как к востоку от упомянутой линии получили развитие левосторонние сдвиги. Эта система разломов связана с надвигами северной вергентности. Четвертичное время активизации разломов обосновывается тем, что они смещают отложения шарпылдакской свиты, ППВ, русла водотоков или сопровождаются сейсмодислокациями [15]. Комплексные геолого-геодезические исследования, проведенные, например, в пределах зоны динамического влияния Аламединого разлома, показывают, что он активен в течение всего позднего голоцена, включая настоящее время [1].

Основные этапы истории развития хребта, установленные традиционными геологическими данными, находят полное подтверждение в результатах термогеохронологических исследований. Трековым анализом по апатиту по р. Ала-Арча [27] и долинам рек Шамси, Иссык-Ата, Сокулук (предварительные данные Е. Sobel) установлен спектр датировок от 20 до 4, 5 млн. лет, отражающих вздымание хребта, коррелятное отложениям шамсинской и чуйской свит. Повторный импульс вздымания после 3 млн. лет [27] хорошо коррелирует с деформациями, предшествовавшими отложению шарпылдакских конгломератов (рис. 4).

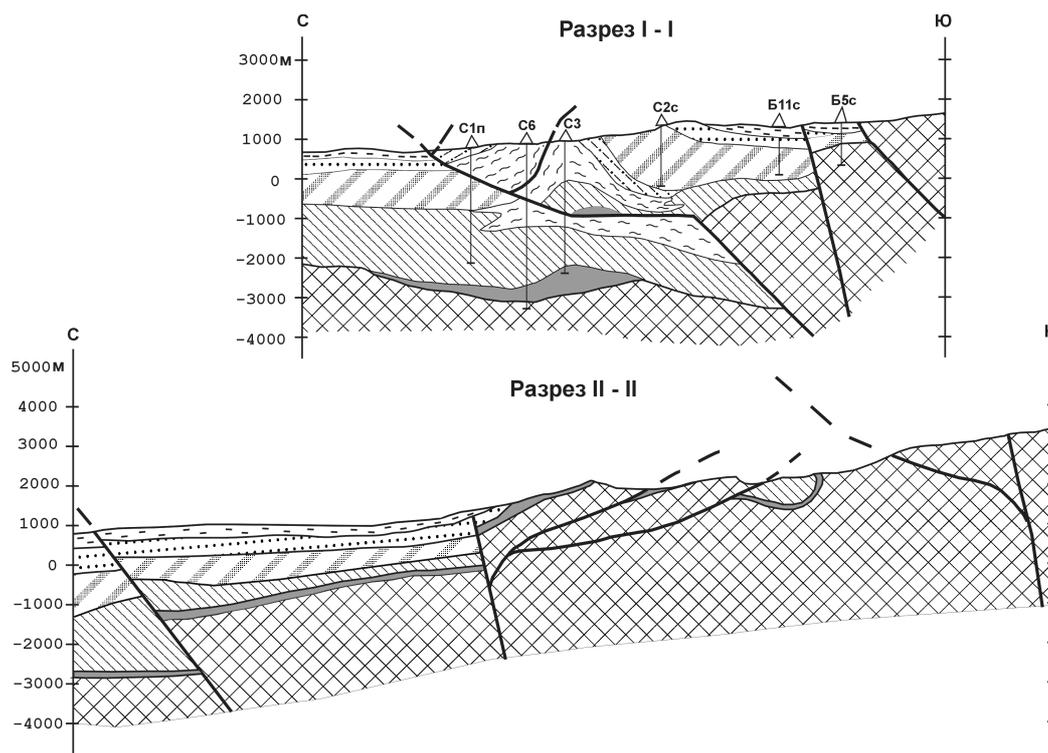


Рис. 4. Геологические разрезы в зоне перехода Кыргызского хребта и Чуйской впадины: I – I – район Серафимовской антиклинали; II – II – район горы Шекуле. Условные обозначения см. на рис. 3.

Позднеплейстоценовые деформации (нижних) предгорий Кыргызского хребта

В пределах Чуйского прогиба особое место занимает Исыккатынский разлом, отделяющий равнинную часть долины от зоны предгорий [18]. Заложившись в позднем плейстоцене, этот разлом остается активным на протяжении всего голоцена. Он простирается в ЗСЗ направлении, параллельно разломам Предкыргызского эшелона. В междуречье Сокулук – Исык-Ата сместитель погружается к югу под углом 20–45° [28]. Несмотря на четкое проявление в рельефе, глубинная морфология и ранг данного нарушения в системе разломов рассматриваемого района остаются далеко не выясненными. О.К. Чедия [24] все надвиги Тянь-Шаня относил к категории козырьковых, и Исыккатынский надвиг не считал исключением. В современных тектонических схемах [2, 27] этот же разлом рассматривается как basal decollement – активный субгоризонтальный разлом, отделившийся от краевого (Шамси-Тюндюкского) разлома и продвигающийся к северу среди кайнозойских отложений впадины. Синтез геолого-геофизических данных, представленных в виде поперечных профилей Чуйской впадины (рис. 3), убеждает в том, что Исыккатынский разлом не сопрягается с Предкыргызским эшелонам, а с

глубиной становится более крутым и пересекает кровлю палеозойского фундамента. Кровля фундамента идентифицируется со скоростной границей 5,0–5,2 км/с для южного борта впадины и 5,2–5,7 км/с для северного борта (метод КМПВ). Вертикальная амплитуда смещения по данной поверхности достигает ~ 2 км (см. рис. 3). Восточнее р. Шамси описываемый разлом меняет свое простирание на северо-восточное и у пос. Кемин (Быстровка) пересекает долину р. Чу. Сместитель круто погружается к юго-востоку. По данным ВЭЗ, амплитуда вертикального смещения кровли палеозойского фундамента составляет здесь 400 м [18]. Продолжение Исыккатынского разлома мы проследили по правобережью р. Чу. Здесь он пересекает водораздел Кастекского хребта у юго-восточного подножья горы Коныртабе. Останцы предорогненной поверхности выравнивания, сохранившиеся на этой вершине, приподняты на 500 м относительно пенеплена, развитого в юго-западном крыле разлома. Таким образом, Исыккатынский разлом имеет дугообразную (S-образную) форму в плане и пропеллерную геометрию сместителя, что очень характерно для разломов, имеющих сдвиговую компоненту [31].

Нижние предгорья, будучи ограничены с юга, юго-востока Предкыргызским эшелонам, а с севера, северо-запада – Исыккатынским разломом, являются структурным продолжением Кастекского хребта.

Этот субширотный блок кайнозойских отложений, вовлеченных в поднятие с позднплейстоценового времени, сегментирован поперечными разломами второго порядка со взброшенным восточным, северо-восточным крылом. Амплитуды вертикальных смещений по поперечным разломам достигают 0,5–2 км. К таковым относятся субмеридиональные разломы по рекам. Аксу, Ала-Арча и Иссык-Ата. Будучи перекрытыми мощным покровом четвертичных отложений, они оказались выявленными только при комплексной интерпретации сейсмологических, гравиметрических и магнитометрических данных, предпринятой А.Н. Лобанченко в последние годы.

Наряду с этими дополнениями, существенные коррективы в предложенную ранее схему палеозойского фундамента Чуйской впадины [13, 25] внесены детальным геологическим картированием верхних предгорий. Полевые наблюдения показывают, что кайнозойский комплекс впадины слагает здесь крыло синклинали, и нет никаких оснований предполагать его погружение под палеозойские комплексы Кыргызского хребта.

Выводы

В рассматриваемом районе, как и по Тянь-Шаню в целом, начало неотектонической активизации закономерно связывается с проявлением базальтоидного магматизма среди отложений палеоцен-эоцена. В олигоцене – начале миоцена закладывается Кыргызский хребет и сопряженная с ним Чуйская впадина, которые до раннего плейстоцена находились в стационарном режиме устойчивого воздымания и опускания [14, 17, 18, 24]. Выводы региональных геологов достаточно надежно согласуются с термохронологическими исследованиями. Трековый анализ возраста по апатиту для Кыргызского хребта (21–11 – 4, 5 млн. лет), показывает, что эти поднятия существовали в течение всего миоцена и плиоцена. А.К. Трофимовым показано, что к позднему плейстоцену горные хребты Тянь-Шаня не превышали 3000 м [10], тогда как мощность олигоцен-раннеплейстоценовых отложений во впадинах достигает 4–4,5 [25]. Следовательно, процессы пригибания впадин Тянь-Шаня на протяжении всего этого периода преобладали. Этот вывод согласуется с подмеченным О.К. Чедия [23] “трансгрессивным” характером залегания миоцен-плиоценовых осадков.

Традиционно палеоген-неогеновые отложения межгорных и внутригорных впадин Тянь-Шаня относят к молассам. Примечательно, что такие характерные признаки кайнозойского разреза Тянь-Шаня как их двучленное строение, переход от красноцветов к сероцветам и огрубление отложений вверх по разрезу А.Ф. Грачева (1977) рассматривает в качестве типоморфных признаков континентальных

рифтогенных формаций. Все перечисленные данные свидетельствуют в пользу того, что Чуйская впадина развивалась как рифтогенная структура. Заполнялась она транзитным материалом, транспортировка которого происходила в западном, северо-западном направлении.

Деформации сдвига и сжатия, охватившие южную часть впадины на рубеже раннего и позднего плиоцена, известны под названием “транспрессия”, и характеризуются тем, что поперечное сокращение сколовых зон сопровождается не только увеличением их мощности, но и продольным удлинением [30]. По времени проявления эти деформации коррелируют с резким воздыманием Кыргызского хребта [10, 27], который послужил источником материала для шарпылдакских конгломератов. Увеличение объема и размера обломков вверх по разрезу свидетельствует о нарастании воздымания (экзугмации) во времени. Также тенденция прослеживается и на протяжении позднего плейстоцена-голоцена, но география транспрессии расширяется, и в деформации оказались вовлечены как приводораздельные части хребта, так и равнинные области Чуйской впадины.

Очевидно, что выделенные этапы не являются особенностью описанного района, и вряд ли проблему геодинамики можно решать в отрыве от анализа материалов по внутренним районам Тянь-Шаня. Приведенные данные свидетельствуют, что в исследованиях последних лет из-за преувеличения роли Гималайской коллизии в становлении Тянь-шаньского орогена оказался потерянным рифтогенный этап, охватывавший большую часть кайнозойской истории Тянь-Шаня.

Авторы признательны А.Б. Фортуне за активное обсуждение материала и постоянные консультации по стратиграфии кайнозойских отложений. Исследования выполнены при поддержке Германского фонда ДААД и Швейцарского научного фонда (проект № 7KSPJ065518)

Литература

1. *Абдрахматов К.Е., Лесик О.М., Кальметьева З.А.* О кинематике Аламединского разлома // Изв. НАН КР. Эхо науки. – 1997. – №1. – С. 9–12.
2. *Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Б., Рубин Ч., Миллер, Молнар П.* Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – №10. – С. 1585–1609.
3. *Александрова Н.В., Степанова А.А., Таразынц Ю.Б.* Остракоды и споро-пыльцевые комплексы неогеновых отложений Чуйской впадины. Окончательный отчет палеонтолого-стратиграфической пар-

- тии по работам 1959–1963 гг. Фонды Госгеолагентства КР, 1964.
4. *Алешина Н.А.* Результаты поискового и пара-метрического бурения на площади Серафимовская. Фонды Госгеолагентства КР. – Кочкор-Ата, 1991.
 5. *Алешина Н.А.* Результаты поискового бурения на площади Сосновская. Фонды Госгеолагентства КР. Кочкор-Ата, 1991.
 6. *Бажанов В.С., Костенко Н.Н.* Схема стратиграфии третичных отложений Юго-Восточного Казахстана и Севера Киргизии в свете палеонтологических данных // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. – Т. II. – Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1958. – С. 5–16.
 7. *Бакиров А.Б., Лесик О.М., Лобанченко А.Н., Сабитова Т.М.* Признаки современного глубинного магматизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – №12. – С. 42–53.
 8. *Буслов М.М., Миколайчук А.В., Травин А.В.* Раннеценовые базальты Тянь-Шаня: Аг-Аг возраст, структурное и стратиграфическое положение // Геология и геофизика. 2003. – В печати.
 9. Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. I: Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена / Ред. В.А. Крашенинников, М.А. Ахметьев. – Тр. ГИН; Вып. 489. – М.: ГЕОС, 1996. – 314 с.
 10. Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое // Отв. редактор О.К. Чедия. – Фрунзе: Илим, 1973. – 128 с.
 11. *Ибрагимов А.Х., Турдукулов А.Т.* К стратиграфии третичных (палеоген-неогеновых) отложений Чуйской впадины // Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1965. – С. 173–186.
 12. *Курбашов А. М.* Результаты параметрического бурения на Кара-Балтинской площади Восточно-Чуйской впадины. Фонды Госгеолагентства КР. – Бишкек, 1996.
 13. *Лесик О.М.* Глубинное строение Фрунзенского прогностического полигона. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Специальность 04.00.01. – Фрунзе, 1988. – 150 с.
 14. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1977. – 172 с.
 15. *Миколайчук А.В.* Неотектонические разломы Кыргызского хребта // Наука и новые технологии. – 1999. – №1. – С. 51–57.
 16. *Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М.* Интенсивные складчатые деформации предоро-генного пенеплена в новейшей структуре Тянь-Шаня // Геотектоника. – 2003. – №1 – С. 36–42.
 17. *Садыбакасов И.С.* Неотектоника Высокой Азии. – М.: Наука, 1990. – 180 с.
 18. *Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортуну А.Б., Чедия О.К., Язовский В.М.* Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. – Л.: Наука, 1976. – 128 с.
 19. *Туняк А.П., Захарова Н.П. и др.* Обработка материалов и составление сводного отчёта по Фрунзенской опорной скважине. Фонды агентства по геологии и минеральным ресурсам. – М., 1965.
 20. *Турбин Л.И., Александрова Н.В., Конюхов А.Г.* Палеоген и неоген Северо-Восточной Киргизии // Геология СССР. – Т. XXV. – Кн. 1. Киргизская ССР / Ред. К.Д. Помазков. – М.: Недра, 1972. – С. 256–267.
 21. *Турсунгазиев Б., Иманалиев Ч.* Отчёт о результатах бурения параметрических и структурно-поисковых скважин на нефть и газ в Восточно-Чуйской впадине. Фонды Госгеолагентства КР. – Фрунзе, 1965.
 22. *Фортуна А.Б., Керимбеков Ч.К., Кузиков С.И., Миколайчук А.В.* Литостратиграфия и палинологические данные кайнозойских отложений Тессык-Сарыбулакской впадины // Геология кайнозоя и сейсмостектоника Тянь-Шаня. – Бишкек: Илим, 1994. – С. 26–40.
 23. *Чедия О.К.* Морфология и механизм образования новейших поддвигов Тянь-Шаня // Разведка и охрана недр. – 1996. – №10. – С. 7–11.
 24. *Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1986. – 314 с.
 25. *Юдахин Ф. Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1983. – 247 с.
 26. *Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., Abdrakmatov K.Ye.* Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building // GSA Bulletin, 2001. – V. 113. – P. 1544.
 27. *Bullen M. E., Burbank D. W and Garver J. I.* Building the Northern Tien Shan: Integrated Thermal, Structural, and Topographic Constraints // Journal of Geology. – 2003. – V. 111.
 28. *Chediya O.K., Abdrakmatov K.E., Lemzin I.N., Mihel G. and Michailiev V.* Issyk-Ata, North Tien Shan Fault in the Holocene // Journal of Earthquake Prediction Research, 2000 – №8. – P. 379–386.
 29. *Jamison W. R.* Geometric analysis of fold development in overthrust terranes // J. Structural Geology, 1987. – V. 9. – № 2. – 207 p.
 30. *Sanderson D.J. and Marchini W.R.D.* Transpression // Journal of Structural Geology. – 1984. – V. 6. – №5. – P. 449–458.
 31. *Sylvester A.G.* Strike-slip faults // Geological Society of America Bulletin, 1988. – V. 100. – P. 1666–1703.