

В. С. БУРТМАН

ГЕОЛОГИЯ И МЕХАНИКА ШАРЬЯЖЕЙ



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

V. S. BURTMAN

THE GEOLOGY
AND MECHANICS
OF NAPPES

PUBLISHING OFFICE «NEDRA»
MOSCOW, 1973

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. С. БУРТМАН

ГЕОЛОГИЯ И МЕХАНИКА ШАРЬЯЖЕЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА, 1973

Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М., «Недра», 1973, 104 с. (Академия наук СССР. ГИН).

В монографии изложены некоторые вопросы теории движения шарьяжей. Приведены результаты исследования условий движения шарьяжей под действием объемных (гравитационных, полюсобежных) и тектонических сил в зависимости от реологических свойств постели тектонической пластины. Описана система варисских шарьяжей Кызылкума, рассмотрено строение аллохтонных пластин, сложенных эвгеосинклинальными, геоантиклинальными и миогеосинклинальными образованиями, и строение автохтона, представленного варисскими миогеосинклинальными отложениями. Рассмотрена варисская структура Кызылкума и история ее формирования, проведены анализ стадийности тектонических процессов и реконструкция первичной тектонической зональности Кызылкумской геосинклинальной системы. Обсуждены структурные соотношения варисцид Кызылкума и Тянь-Шаня. Приведены результаты расчетов возможных условий движения шарьяжей Кызылкума.

Работа рассчитана на специалистов, интересующихся вопросами структурной геологии, геотектоники, тектонофизики, общей и динамической геологии.

Таблиц 3, иллюстраций 30, список литературы — 92 назв.

Редакционная коллегия: акад. А. В. Пейве (главный редактор), акад. В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, П. П. Тимофеев.

Ответственный редактор — акад. А. В. Пейве.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая работа состоит из двух частей. В I части рассмотрены некоторые вопросы механики шарьяжей. Целью этой части является теоретическая оценка условий движения недеформирующейся тектонической пластины. Основное внимание автора обращено на зависимость движения шарьяжа от реологических свойств постели тектонической пластины.

Во II части работы описаны варисские шарьяжи Кызылкума и предпринята попытка оценить условия их движения. Рассмотрены также место и роль шарьирования в тектоническом процессе и предложена реконструкция первичной (дошарьяжной) зональности Кызылкумской геосинклинальной системы. Проведено сопоставление шарьяжей Кызылкума и варисского Тянь-Шаня и рассмотрено структурное соотношение этих регионов.

Работа выполнена в Геологическом институте Академии наук СССР — в лаборатории, руководимой академиком А. В. Пейве, которому автор глубоко признателен за внимание и содействие. На содержание I части работы заметное влияние оказали критические замечания Л. В. Белякова, а некоторые расчеты были проведены нами совместно. Автор благодарен также П. Н. Кропоткину, А. В. Лукьянову, В. П. Мясникову, В. П. Смилге и Б. Н. Фролову, просмотревшим тот или иной вариант этого раздела и высказавшим замечания и пожелания. В работе над II частью мне помогли консультации М. Н. Соловьевой по биостратиграфии каменноугольных отложений, Ю. Е. Молдаванцева и А. С. Перфильева — по гипербазитам. Автор приносит искреннюю благодарность всем упомянутым исследователям.

МЕХАНИКА ШАРЬЯЖЕЙ

Существование больших шарьяжей является предметом многолетней дискуссии, начавшейся в прошлом столетии, — между теми исследователями, которые изучали шарьяжи в поле, но не могли объяснить их физическую природу, и учеными, уверенными в невозможности образования таких шарьяжей. Точка зрения последних была подкреплена вычислениями, проведенными в начале XX в.: было рассчитано движение тектонической пластины в условиях сухого внешнего трения. В результате пришли к выводу (справедливому и поныне) о том, что в таких условиях движение тектонической пластины даже на десятки километров неосуществимо — ни в результате гравитационного соскальзывания, ни под действием силы, приложенной к тыльной части тектонической пластины. В первом случае амплитуда перемещения невелика, так как угол склона, требуемый для скольжения, близок к 30° , и необходимо считаться с относительно небольшим размахом земного рельефа. Во втором случае по мере увеличения длины аллохтонной пластины сопротивление движению (вследствие трения в подошве пластины) быстро возрастает и происходит разрушение той части пластины, к которой приложена сила.

Попытки объяснения образования больших шарьяжей предпринимались неоднократно. М. С. Смолуховский (Smoluchowski, 1909) предполагал, что движение тектонических пластин происходит по пластичным эвапоритам. М. П. Рудский (Rudzki, 1911) считал, что перемещение шарьяжей происходит в условиях высоких температур, когда породы находятся в пластичном состоянии. По Р. Д. Олдхему (Oldham, 1921), тектоническая пластина перемещается по частям — как это делает лесная гусеница. Для объяснения движения тектонических пластин был также использован принцип гусеницы трактора (Белостоцкий, 1970) и принцип движения на гребне волны (Merla, 1951); последний легче всего пояснить следующим образом. На Гавайских островах издавна существует своеобразный вид спорта (серфинг): полинезец, стоя на доске, удерживается на гребне (а точнее — на обращенном к берегу склоне) бегущей к берегу волны. Частицы, образуя волну, колеблются в вертикальном направлении, а доска с человеком может переместиться таким способом на большое горизонтальное расстояние, которое не зависит от высоты волны. Доска в этой модели подобна аллохтонной пластине, а роль волны играют тектонические поднятия, которые мигрируют от внутренней части геосинклинальной системы к ее внешней границе. Тектоническая пластина, последовательно сползая с каждого нового поднятия, продвигается таким путем на большое расстояние, несоизмеримое с высотой этих поднятий. Все перечисленные объяснения являются результатом поисков частных путей в решении рассматриваемой проблемы. Указанные принципы могут осуществляться лишь в отдельных случаях. Были также попытки привлечь для объяснения шарьяжей влагу в виде смазки, т. е. перейти от сухого трения к граничному трению. Однако экспериментальные исследования показали, что движение в условиях

граничного трения подчиняется законам сухого трения (Ахматов, 1963).

Физическая теория шарьяжей универсального типа была предложена М. К. Хаббертом и В. В. Рубейем (Hubbert, 1959)*. Эта теория основана на эффекте давления поровых вод. Если аллохтонная пластина относительно менее водопроницаема, чем подстилающие породы, она испытывает «взвешивающее» влияние давления поровых вод, что уменьшает силу трения в подошве тектонической пластины. В случае большого избыточного давления поровых вод (такие давления обнаружены в буровых скважинах) этот эффект весьма значителен, возможна даже полная нейтрализация массы тектонической пластины и ее движение «без трения». Универсальность этой теории определяется: 1) повсеместным распространением воды в горных породах в верхней части земной коры; 2) невоможностью (пока) установить величину давления поровых вод в пласте в прошлом — во время движения шарьяжа. Последнее обстоятельство не позволяет возражать против предположения о существовании такого давления поровых вод, какое необходимо в каждом рассматриваемом случае.

Эффект давления поровых вод привлек внимание многочисленных исследователей. Было предложено значительное число уточнений формул М. К. Хабберта и В. В. Рубея. Эти уточнения (Hanshaw, 1966; Hsü, 1969; Raleigh, 1963 и др.) основаны на учете различных второстепенных факторов, например роли осмотического давления или частичной эрозии фронта шарьяжа и т. п. Такие уточнения приводят к значительному усложнению расчетов, которое во многих случаях не оправдано вследствие неточности исходных данных.

В предлагаемой работе эффект давления поровых вод учтен в соответствии с теорией М. К. Хабберта и В. В. Рубея. Однако главное внимание автор обращает на другое явление, которое можно называть эффектом постели тектонической пластины.

ОСНОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- R — реактивное сопротивление в подошве тектонической пластины
- $F_{\max}$ — сила, разрушающая тыльную часть тектонической пластины
- F_{ot} — полюсобежная сила, действующая на тектоническую пластину
- σ — эффективное нормальное напряжение на подошве тектонической пластины
- τ — касательное напряжение на подошве тектонической пластины
- τ_F — активное касательное напряжение на подошве тектонической пластины
- τ_R — реактивное касательное напряжение на подошве тектонической пластины
- τ_h — предел текучести пород постели
- τ_m — предел прочности пород постели
- τ_0 — прочность пород тектонической пластины на сдвиг
- H — вертикальная мощность тектонической пластины
- h — мощность постели
- L — длина тектонической пластины
- $L_{\max}$ — максимально возможная длина тектонической пластины
- V — скорость движения тектонической пластины
- T — время движения тектонической пластины
- η — коэффициент вязкости пород постели
- η_0 — вязкость ползучести пород постели
- η_p — пластическая (бингамовская) вязкость пород постели
- η_m — наименьшая (ньютоновская) вязкость пород постели
- Φ — угол внешнего трения в подошве тектонической пластины
- ϕ — эффективный угол внутреннего трения пород постели
- Θ — эффективный угол внутреннего трения пород тектонической пластины
- a — удельное сцепление
- c — необратимое сцепление
- e — связность
- λ — отношение давления поровых вод к литостатическому давлению, на подошве тектонической пластины

* Изложение теории М. К. Хабберта и В. В. Рубея на русском языке см. Л. В. Белякова (1968).

ρ — плотность пород тектонической пластины
 ρ_e — эффективная плотность пород тектонической пластины
 m — масса тектонической пластины
 g — ускорение силы тяжести
 α — угол уклона
 β — географическая широта центра тяжести тектонической пластины
 ω — угловая скорость вращения Земли

ПОСТЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЛАСТИНЫ

Постель тектонической пластины — это слой пород в подошве и под подошвой тектонической пластины, физические свойства которого определяют условия движения этой пластины. Постель тектонической пластины, в указанном понимании, может включать в себя верхнюю часть автохтона, слой катаклазитов, возникших в процессе движения, и нижнюю часть аллохтонной пластины. Во многих случаях постель состоит из какого-то одного элемента (например, из катаклазитов) или из двух элементов. Реологические свойства постели являются фактором, оказывающим решающее влияние на возможность движения и амплитуду перемещения тектонической пластины.

ТИПЫ ПОСТЕЛЕЙ

Разные горные породы могут иметь широкий диапазон реологических свойств. Главные типы постелей, для которых проведены все расчеты, обладают каким-либо одним из следующих свойств: жесткостью, вязкостью, ползучестью, вязко-пластичностью.

Жесткая постель. В этом случае система «постель — тектоническая пластина» ведет себя подобно жестко-пластичному телу Сен-Венана (Рейнер, 1965). Ниже предела текучести такое тело не деформируется, а при напряжении, равном пределу текучести, происходит незатухающая деформация жестко-пластичного тела. В рассматриваемой системе движение тектонической пластины определяется внешним трением между подошвой пластины и поверхностью постели. По Кулону,

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \Phi + a. \quad (1)$$

Здесь τ — касательное напряжение в подошве тектонической пластины, σ — эффективное нормальное напряжение в подошве тектонической пластины, $\operatorname{tg} \Phi$ — коэффициент внешнего трения, a — удельное сцепление. Коэффициент внешнего трения и величина сцепления определяются экспериментально; результаты наносят на график соотношений σ и τ с помощью кругов Мора. Наклон огибающей кругов Мора к оси σ равен углу внешнего трения Φ , а отрезок оси τ , отсекаемый этой огибающей, характеризует величину сцепления a (рис. 1).

Вязкая постель*. В этом случае смещение аллохтонной пластины относительно автохтона происходит не по контакту между ними: слой вязкой постели вовлекается в движение. Перемещение тектонической пластины зависит от внутреннего трения в вязком слое, по Ньютону:

$$\tau = \eta \frac{dv}{dh}, \quad (2)$$

где τ — касательные напряжения, $\frac{dv}{dh}$ — градиент скорости течения, η — коэффициент вязкости. Коэффициент вязкости чувствителен к ин-

* Вязкость горных пород в большинстве случаев не является истинной вязкостью, а характеризует квазивязкость неоднородной среды, обусловленную комбинацией различных физических процессов. Среди них: перемещение дислокаций через кристаллическую решетку, межзерновое скольжение, смещение по микро- и макротрещинам и др.

генсиности всестороннего давления. Зависимость между ними для горных пород почти не изучена. На основании лабораторных исследований минеральных солей установлено, что их вязкость резко понижается по мере увеличения всестороннего давления (Хендин, 1969). Величина η зависит также от температуры. Для верхней части земной коры поправка за счет повышенной температуры мало существенна.

Ползучесть постели. Ползучесть, т. е. деформация* без нарушения структуры при напряжениях ниже предела текучести (пластичности, упругости), является процессом чрезвычайно медленным. Вязкость пород ниже предела текучести (вязкость ползучести η_0) очень велика, что и объясняет малую скорость деформации. Величина η_0 зависит от интенсивности касательных напряжений (рис. 2). В случае, когда вязкость ползучести аллохтона и постели имеют близкую величину, ползучесть не будет играть заметной роли при их смещении относительно друг друга. Если постель тектонической пластины представляет собой слой значительно более низкой вязкости по сравнению с аллохтонной пластиной, роль ползучести постели первостепенна.

Вязко-пластичная постель. Вязко-пластические свойства материала иллюстрируются реологической моделью (рис. 3, а), в которой параллельно соединены два элемента. Правый элемент — это пор-

Рис. 1. Соотношения τ — σ в условиях внешнего трения

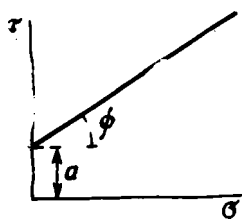
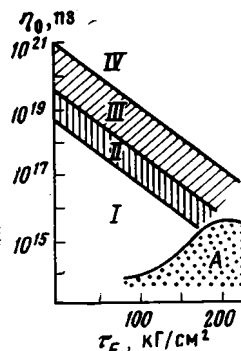


Рис. 2. Зависимость вязкости ползучести η_0 от величины касательных напряжений τ_F при атмосферном давлении и температуре 20° (по М. В. Гзовскому, 1963)

I — глины, соли, гипсы, тонкослоистые алевролитоглинистые толщи; II — тонкослоистые известняково-мергелистые, песчано-глинистые, флишевые толщи; III — слабослоистые песчановые, конгломератовые, карбонатные, вулканогенные толщи; сильно дислоцированные и слабо метаморфизованные песчано-глинистые толщи; IV — граниты, гнейсы, кристаллические сланцы. А — область условно-мгновенного разрушения



шень, который может двигаться в сосуде с жидкостью; левый элемент обозначает внешнее (кулоново) трение. Если к этой модели приложить возрастающее усилие F , то вначале до тех пор, пока величина F не станет равной силе внешнего трения в левом элементе, система остается неподвижной, правый элемент не работает. Когда внешнее трение в левом элементе будет преодолено, система придет в движение, которое будет регулироваться вязкостью жидкости в правом элементе. Подобно этому вязко-пластичное тело при напряжениях ниже предела текучести τ_k не деформируется, а выше этого предела течет со скоростью, пропорциональной величине касательных напряжений:

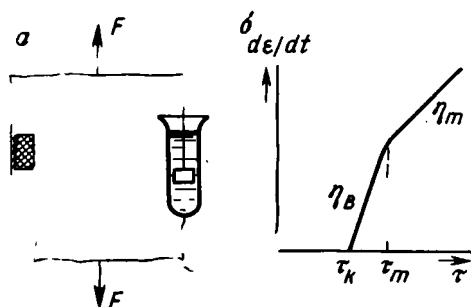


Рис. 3. Реологическая модель — а и график деформации (ϵ) вязко-пластичного тела — б

* Под деформацией повсеместно подразумевается остаточная (неупругая) деформация.

$$\tau = \tau_k + \eta \frac{dv}{dh}. \quad (3)$$

В интервале напряжений между пределом текучести τ_k и пределом прочности τ_m течение происходит с постоянной пластической вязкостью Бингама η_b , а выше предела прочности рассматриваемое тело течет с наименьшей ньютоновой вязкостью η_m (см. рис. 3, б).

ДВИЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЛАСТИНЫ

Механика шарьяжей рассматривает условия образования тектонической пластины, ее движения и деформаций, возникающих в процессе перемещения. Целью данной работы является приблизительная оценка условий движения недеформирующейся тектонической пласти-

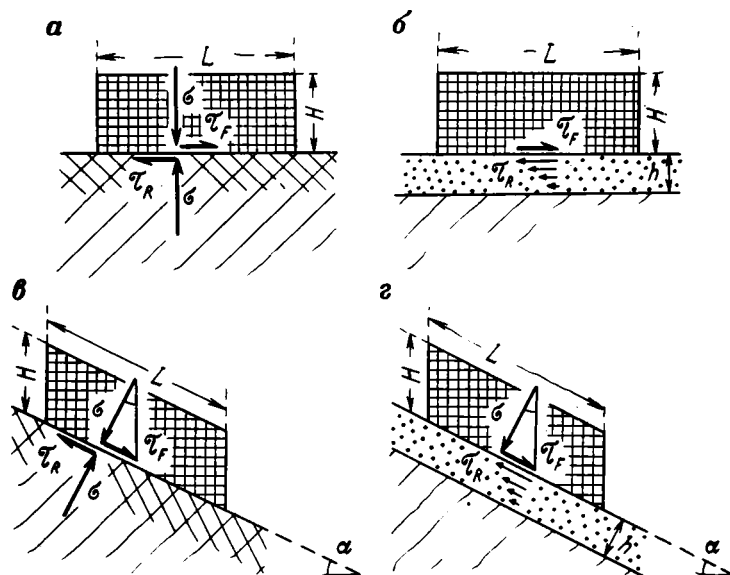


Рис. 4. Расчетные модели (движение под действием объемных сил). Условные обозначения объяснены в тексте

ны. Расчеты проведены в условиях плоской задачи, для поперечного сечения аллохтонной пластины (или, точнее, для пластины единичной ширины). Рассчитываемая модель (рис. 4) представляет собой пластину постоянной мощности, движущуюся по горизонтальной или наклонной поверхности*.

ДВИЖЕНИЕ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ОБЪЕМНЫХ СИЛ

Объемная сила действует на каждую из частиц данного тела, она пропорциональна массе тела. Объемными являются гравитационные и инерционные силы. К последним относятся полюсобежная сила, силы, возникающие вследствие прецессии оси вращения Земли и т. п. Объемные силы, под воздействием которых может происходить движение по горизонтали или вверх по уклону, инерционного происхождения.

* Напомним, что с точки зрения механики безразлично, происходило ли надвигание аллохтона на автохтон или пододвигание автохтона под аллохтон.

Жесткая постель. Состояние предельного равновесия тектонической пластины определяется соотношением

$$\tau_F = \tau_R, \quad (4)$$

где τ_F — активное касательное напряжение на подошве тектонической пластины, а τ_R — реактивное касательное напряжение на подошве тектонической пластины — сопротивление сдвиганию (см. рис. 4, а). Движение будет происходить при $\tau_F > \tau_R$ (запредельное состояние), однако расчеты удобнее вести для предельного состояния. В случае жесткой постели сопротивление сдвиганию определяется силой внешнего трения в соответствии с законом Кулона

$$\tau_R = \sigma \operatorname{tg} \Phi + a. \quad (5)$$

Величина эффективного нормального напряжения σ в подошве тектонической пластины равна разности между литостатическим давлением P и давлением поровых вод W в постели (Hubbert, 1959)

$$\sigma = \sigma_P - \sigma_W = \sigma_P \left(1 - \frac{\sigma_W}{\sigma_P} \right).$$

Отношение $\frac{\sigma_W}{\sigma_P}$ обозначают через λ . Тогда

$$\sigma = \sigma_P (1 - \lambda) = \rho g H (1 - \lambda),$$

где ρ — плотность пород аллохтона, g — ускорение силы тяжести, H — мощность тектонической пластины. Формула (5) примет теперь вид

$$\tau_R = \rho g H \operatorname{tg} \Phi (1 - \lambda) + a. \quad (6)$$

Сила внешнего трения действует как во время движения, так и в состоянии покоя. Чтобы движение началось, необходимо приложить стартовую силу определенной величины согласно условию $\tau_F > \tau_R$.

Вязкая постель (см. рис. 4, б). В вязком теле отсутствует трение покоя: движение начинается под действием сдвигающей силы любой величины. Уравнение $\tau_F = \tau_R$ является в данном случае условием движения с постоянной скоростью. По Ньютону,

$$\tau_R = \eta \frac{V}{h}, \quad (7)$$

где h — мощность вязкой постели, V — скорость движения тектонической пластины. Так как амплитуда перемещения шарьяжа в общем случае может быть принята равной длине аллохтонной пластины L , то $V = \frac{L}{T}$, где T — время движения шарьяжа, и тогда

$$\tau_R = \eta \frac{L}{Th}. \quad (8)$$

Учет ползучести постели при расчете движения тектонической пластины под действием любых объемных сил проводится путем подстановки значения η_0 в формулы, полученные для вязкой постели.

Вязко-пластичная постель. Реактивное касательное напряжение τ_R вдоль подошвы тектонической пластины, движущейся по вязко-пластичной постели в условиях, когда $\tau_k < \tau_R < \tau_m$, может быть получено из соотношения

$$\tau_R = \tau_k + \Delta \tau,$$

где $\Delta\tau$ — часть сдвигающего напряжения, непогашенная ниже предела текучести:

$$\Delta\tau = \eta \frac{V}{h}.$$

Тогда

$$\tau_R = \eta \frac{V}{h} + \tau_k. \quad (9)$$

Величину предела текучести τ_k можно оценить на основании следующих соображений (Маслов, 1961). График зависимости τ от σ при экспериментальных исследованиях пород на сдвиг обычно получается прямолинейным либо в виде кривой, которая с небольшими погрешностями может быть приведена к прямой линии. Эта прямая наклонена к оси σ под углом φ и отсекает на оси τ отрезок a_1 . Уравнение этой прямой:

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi + a_1. \quad (10)$$

Оно по форме аналогично формуле Кулона для внешнего трения. Угол φ и $\operatorname{tg} \varphi$ могут быть названы соответственно эффективным* углом и эффективным коэффициентом внутреннего трения пород постели; a_1 — удельное сцепление породы. Влияние первого члена уравнения (10), который включает нормальное напряжение σ , сказывается в вязкопластичной среде лишь ниже предела текучести, т. е. величина $\sigma \operatorname{tg} \varphi$ целиком входит в величину τ_k . Сцепление $a_1 = c + e$, оно включает в себя величину необратимого сцепления c и связность e . Связность e обратима; она имеет коллоидную природу. Необратимое сцепление разрушается ниже предела текучести и выше этого предела сохраняется лишь влияние связности e , которая определяет поведение вязкопластичного материала при $\tau > \tau_k$. Таким образом, можно записать, что

$$\tau_k = \sigma \operatorname{tg} \varphi + c. \quad (11)$$

Теперь формула (9) приобретает вид

$$\tau_R = \eta \frac{V}{h} + \sigma \operatorname{tg} \varphi + c. \quad (12)**$$

Выше предела текучести в интервале напряжений $\tau_k - \tau_m$ осуществляется течение с бингамовской пластической вязкостью η_b , а выше предела прочности τ_m вязкопластичное тело течет с наименьшей ньютоновской вязкостью η_m . Течение с бингамовской пластической вязкостью η_b происходит в сравнительно ограниченном интервале напряжений. Для глинистых пород при атмосферном давлении этот интервал ($\tau_k - \tau_m$) находится обычно в пределах одного порядка (Горькова, 1965). Так что деформацией в интервале $\tau_k - \tau_m$ при приближенном оценочном расчете можно пренебречь. При большом всестороннем давлении в подошве тектонической пластины вследствие упрочнения структурных связей интервал $\tau_k - \tau_m$, вероятно, будет более широким и пластическое течение будет играть более значительную роль. Пока приходится рассматривать этот вопрос лишь как теоретическую возможность, так как реологические параметры горных пород при большом всестороннем сжатии почти не изучены. Поэтому обратимся к случаю, когда предел прочности был достигнут непосредственно вслед за пределом текучести, пренебрегая пластическим течением в интервале $\tau_k - \tau_m$. Реактивное сопротивление в подошве движущейся тектонической пластины τ_R определяется из уравнения

$$\tau_R = \eta_m \frac{V}{h} + \sigma \operatorname{tg} \varphi + c$$

* Иногда применяют определения: формальный, условный, фиктивный.

** Уравнение не учитывает ползучесть ниже предела текучести и некоторые специфические явления непосредственно выше τ_k .

или

$$\tau_R = \eta_m \frac{L}{Th} + \sigma \operatorname{tg} \varphi + c.$$

С учетом давления поровых вод последняя формула принимает вид

$$\tau_R = \eta_m \frac{L}{Th} + \rho g H \operatorname{tg} \varphi (1 - \lambda) + c. \quad (13)$$

Движение под действием полюсобежной силы

Полюсобежная (т. е. направленная от полюса к экватору) сила действует на любой предмет, находящийся на поверхности вращающейся сферы*. Пусть тектоническая пластина мощностью H лежит на поверхности автохтона ab (рис. 5). Тектоническая пластина находится дальше от оси вращения Земли, чем автохтон, и вследствие этого

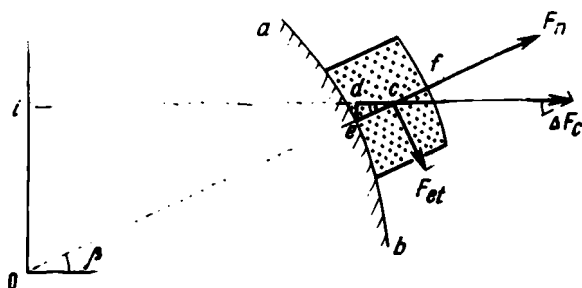


Рис. 5. Схема действия полюсобежной силы
 c — центр тяжести тектонической пластины; β — географическая широта точки c ; cd — радиус (r) вращения точки c ; ef — мощность (H) тектонической пластины

го центробежные силы, приложенные к тектонической пластине, имеют большую величину, чем в автохтоне. Этот избыток ΔF_c можно разложить на две составляющие, направленные нормально (F_n) и касательно (F_{et}) к поверхности автохтона. Сила F_n действует против силы тяжести, а F_{et} — это полюсобежная сила Этвеша:

$$F_{et} = \Delta F_c \sin \beta. \quad (14)$$

Центробежная сила $F_c = rm\omega^2$, где ω — угловая скорость вращения Земли. Величина ΔF_c зависит от Δr (на рис. 5: $\Delta r = cd$).

$$\Delta F_c = \Delta r m \omega^2. \quad (15)$$

Из треугольника cde (см. рис. 5)

$$\Delta r = \frac{1}{2} H \cos \beta. \quad (16)$$

Из уравнений (14) — (16) получим:

$$F_{et} = \frac{1}{4} H m \omega^2 \sin 2\beta = \frac{1}{4} \rho H^2 L \omega^2 \sin 2\beta.$$

Активные касательные напряжения на подошве тектонической пластины (τ_{et}), обусловленные полюсобежной силой,

$$\tau_{et} = \frac{1}{4} \rho H^2 \omega^2 \sin 2\beta. \quad (17)$$

* Приводимый упрощенный расчет не учитывает эллипсоидальность Земли.

Подставив в уравнение предельного состояния (4) значение $\tau_F = \tau_{cl}$ из выражения (17) и величины τ_R из уравнений (6), (7) и (13), можно оценить условия движения тектонической пластины под действием сил Этвеша соответственно по жесткой, вязкой и вязко-пластичной постели.

Жесткая постель. Наиболее мощный фактор, влияющий на условия движения тектонической пластины по жесткой постели, — это давление поровых вод на подошву тектонической пластины. Из уравнений (4), (6) и (17) получены следующие условия движения:

$$\lambda \geq 1 - \frac{H\omega^2 \sin 2\beta}{4g \operatorname{tg} \Phi}. \quad (18)^*$$

Вязкая постель. Движение по вязкой постели начинается под действием F_{el} любой величины. Скорость движения может быть вычислена из уравнений (4), (7) и (17):

$$V = \frac{\rho h H^2 \omega^2 \sin 2\beta}{4\eta}. \quad (19)$$

Время перемещения тектонической пластины на известное расстояние L может быть вычислено по формуле

$$T = \frac{4\eta L}{\rho h H^2 \omega^2 \sin 2\beta}. \quad (20)$$

Вязко-пластичная постель. Из уравнений (4), (9), (13) и (17) можно сделать следующие выводы. Движение тектонической пластины по вязко-пластичной постели начнется при условии $\tau_{F_{el}} \geq \tau_R$, т. е. когда

$$\lambda \geq 1 - \frac{H\omega^2 \sin 2\beta}{4g \operatorname{tg} \Phi}. \quad (21)^{**}$$

Оно будет происходить со скоростью

$$V = \frac{\rho h H}{\eta_m} \left[\frac{1}{4} H\omega^2 \sin 2\beta - g \operatorname{tg} \Phi (1 - \lambda) \right]. \quad (22)^{**}$$

Движение вниз по уклону под действием гравитационной силы (гравитационное «скольжение»)

В случае гравитационного скольжения на аллохтонную пластину действует объемная сила — сила тяжести. Величина нормальных и касательных напряжений в подошве тектонической пластины зависит от угла уклона α (см. рис. 4, в, з):

$$\sigma = \rho g H (1 - \lambda) \cos \alpha; \quad (23)$$

$$\tau = \rho g H \sin \alpha. \quad (24)$$

Жесткая постель (см. рис. 4, в). В рассматриваемом случае

$$\tau_R = \rho g H (1 - \lambda) \cos \alpha \operatorname{tg} \Phi + a, \quad (25)$$

и уравнение предельного состояния (4) принимает вид

$$\rho g H \sin \alpha = \rho g H \cos \alpha \operatorname{tg} \Phi (1 - \lambda) + a. \quad (26)$$

Величины ρ , H , Φ , a характеризуют размеры тектонической пластины и физические свойства аллохтона и постели. Решим уравнение

* При выводе этой формулы мы пренебрегли ролью сцепления a в уравнении (6).

** При выводе этих формул мы пренебрегли ролью необратимого сцепления c в уравнении (13).

(26) относительно угла α . Для наших целей достаточно приблизительное решение. Из уравнения (26) найдем, что

$$\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} \Phi (1 - \lambda) + \frac{a}{\rho g H \cos \alpha}.$$

Величина $\cos \alpha$ при малых углах близка к единице и ее влиянием на величину a можно пренебречь. Тогда

$$\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} \Phi (1 - \lambda) + \frac{a}{\rho g H}. \quad (27)$$

При мощности тектонической пластины более 200 м последний член уравнения (27) имеет величину менее 0,02. При средних значениях λ этим членом можно полностью пренебречь, и формула (27) приобретает вид

$$\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} \Phi (1 - \lambda). \quad (27a)$$

Лишь при больших значениях λ , когда угол α мал, влияние последнего члена уравнения (27) несколько более существенно.

Вязкая постель (см. рис. 4, з). В этом случае сопротивление сдвиганию

$$\tau_R = \eta \frac{L}{Th} \quad (28)$$

и уравнение равномерного движения $\tau_F = \tau_R$ имеет вид

$$\rho g H \sin \alpha = \frac{\eta L}{Th}.$$

Решим это уравнение относительно α :

$$\sin \alpha = \frac{\eta L}{\rho g h T H}. \quad (29)$$

Вязко-пластичная постель. Движение по вязко-пластичной постели начнется при $\tau_F = \tau_k$, т. е. при

$$\sin \alpha = \cos \alpha (1 - \lambda) \operatorname{tg} \varphi + c \quad (30)$$

и будет происходить в условиях $\tau_F = \tau_R$, при

$$\tau_R = \eta_m \frac{L}{Th} + \rho g H \cos \alpha (1 - \lambda) \operatorname{tg} \varphi + c. \quad (31)$$

Величиной необратимого структурного сцепления c можно пренебречь, так как для вязко-пластичных пород роль такого сцепления невелика и трудно учитываема. Тогда из уравнения (30) получим условие начала движения тектонической пластины по вязко-пластичной постели

$$\operatorname{tg} \alpha \geq \operatorname{tg} \varphi (1 - \lambda), \quad (32)$$

а из уравнений (4), (24) и (31) — время перемещения тектонической пластины на расстояние L :

$$T = \frac{\eta_m L}{\rho g H h [\sin \alpha - \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi (1 - \lambda)]}. \quad (33)$$

Амплитуда перемещения тектонической пластины, максимально возможная при данном уклоне, ограничена размахом рельефа суши и морского дна. Разность высот z между тыльной и фронтальной частями тектонической пластины связана с длиной пластины L и углом уклона α соотношением

$$L = \frac{z}{\sin \alpha}. \quad (34)$$

Тектонические силы приложены к тыльной части аллохтонной пластины (рис. 6). Уравнение предельного состояния, отвечающее условию разрушения тыльной части пластины:

$$F_{\max} = R, \quad (35)$$

где $F_{\max}$ — сила, разрушающая тыльную часть тектонической пластины*, R — реактивное сопротивление в подошве тектонической пластины: $R = \tau_R L$. Тогда

$$F_{\max} = \tau_R L. \quad (36)$$

Движение возможно при $R < F < F_{\max}$. Величина $F_{\max}$ зависит от прочности пород на одноосное сжатие. Прочность горных пород возра-

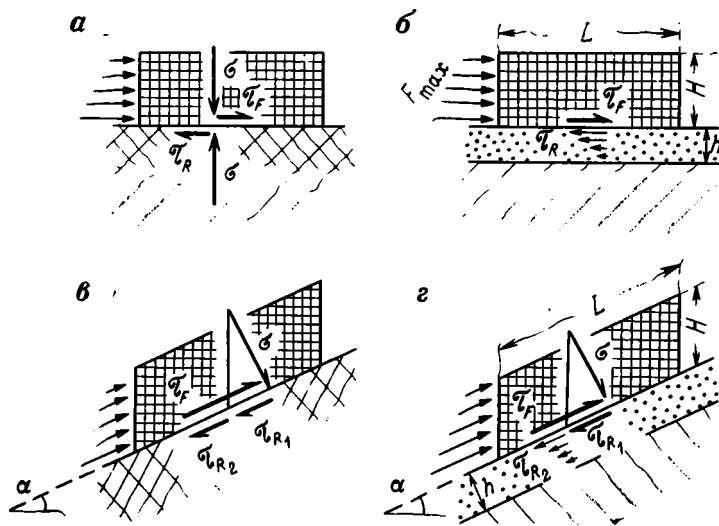


Рис. 6. Расчетные модели (движение под действием тектонических сил). Условные обозначения объяснены в тексте

стает с глубиной вследствие увеличения всестороннего давления. С учетом горного давления и давления поровых вод

$$F_{\max} = iH + \frac{1}{2} k \rho g H^2 + \lambda \rho g H^2 (1 - k).$$

Вывод этой формулы приведен в работе М. К. Хабберта и В. В. Рубейя (Hubbert, 1959). Здесь i — прочность породы на одноосное сжатие: $i = 2\tau_0 \sqrt{k}$, k — коэффициент:

$$k = \frac{1 + \sin \theta}{1 - \sin \theta},$$

τ_0 — прочность породы на сдвиг, θ — эффективный угол внутреннего трения пород аллохтона.

В приближительном расчете можно пренебречь упрочнением тектонической пластины в результате давления поровых вод. Тогда

$$F_{\max} = \frac{1}{2} H (2i + k \rho g H). \quad (37)$$

* Расчеты проводятся в условиях плоской деформации — для пластины единичной ширины. $F_{\max}$ имеет размерность силы, отнесенной к единице ширины (дин/см и т. п.).

Подставим в уравнение (36) значения τ_R из выражений (6) и (8). Решив полученные уравнения относительно L , получим следующие формулы для расчета максимально возможной длины тектонической пластины $L_{\max}$:

для движения по жесткой постели (рис. 6, а) —

$$L_{\max} = \frac{F_{\max}}{\rho g H \operatorname{tg} \Phi (1 - \lambda) + a}, \quad (38)$$

для движения по вязкой постели (рис. 6, б) —

$$L_{\max} = \sqrt{\frac{F_{\max} Th}{\eta}}. \quad (39)$$

В рассматриваемых условиях приложения сил формула движения по вязкой постели (39) не может быть использована для расчета ползучести постели. Учитывая ползучесть постели, мы должны одновременно учесть ползучесть тыльной части аллохтонной пластины, к которой приложена движущая сила. А это означает, что расчет прочности аллохтонной пластины не может производиться по формуле (37): аллохтонная пластина будет деформироваться вследствие ползучести при напряжениях ниже предела прочности, вычисленного по этой формуле. Расчет прочности материала с учетом его ползучести весьма сложен, он не входит в нашу задачу.

В случае движения по вязко-пластичной постели основные усилия возрастают на интервале ниже предела текучести τ_k постели. Движение будет осуществляться при условии $F_{\max} > \tau_k L$. Максимально возможную длину тектонической пластины можно приблизительно оценить из соотношения $F_{\max} = \tau_k L$, подставив в него значение τ_k из формулы (11) и учтя давление поровых вод:

$$L_{\max} = \frac{F_{\max}}{\rho g H \operatorname{tg} \varphi (1 - \lambda) + c}. \quad (40)$$

Движение вверх по уклону

При движении тектонической пластины вверх по уклону реактивные касательные напряжения на подошве пластины τ_R слагаются из двух составляющих (см. рис. 6, в, г)

$$\tau_R = \tau_{R_1} + \tau_{R_2}.$$

Здесь τ_{R_1} — это напряжения, непосредственно обусловленные весом тектонической пластины, т. е. необходимостью преодоления гравитационных сил:

$$\tau_{R_1} = \rho g H \sin \alpha; \quad (41)$$

τ_{R_2} — это напряжения на подошве тектонической пластины, обусловленные силами трения. По величине они равны сопротивлению сдвиганию при гравитационном скольжении, вычисляемому по формулам (25), (28) и (31). В результате получаем значения τ_R :

для движения по жесткой постели —

$$\tau_R = \rho g H [\sin \alpha + \cos \alpha \operatorname{tg} \Phi (1 - \lambda)] + a, \quad (42)$$

для движения по вязкой постели —

$$\tau_R = \rho g H \sin \alpha + \eta \frac{L}{Th}. \quad (43)$$

В случае движения по вязко-пластичной постели

$$\tau_{R_2} = \tau_k + \Delta \tau.$$

Движение начнется при условии

$$\tau_F \geq \tau_{R_1} + \tau_k$$

и будет происходить в условиях $\tau_F = \tau_{R_1} + \tau_{R_2}$. Здесь:

$$\tau_k = \rho g H \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi (1 - \lambda) + c. \quad (44)$$

Оценим максимально возможную длину тектонической пластины. Для расчета движения по жесткой постели подставим в уравнение (36) значение τ_R из формулы (42) и решим полученное уравнение относительно L :

$$L_{\max} = \frac{F_{\max}}{\rho g H [\sin \alpha + \cos \alpha \operatorname{tg} \Phi (1 - \lambda)] + a}. \quad (45)$$

При движении по вязкой постели основное усилие затрачивается на преодоление гравитации и в приблизительном расчете можно принять, что $F_{\max} = \tau_{R_1} \cdot L_{\max}$. Тогда из уравнений (36) и (41) получим, что

$$L_{\max} = \frac{F_{\max}}{\rho g H \sin \alpha}. \quad (46^*)$$

При движении по вязко-пластичной постели основное усилие затрачивается на преодоление предела текучести постели и гравитационных сил, действующих на тектоническую пластину. Уравнение (35) в этом случае можно записать в виде

$$F_{\max} = (\tau_{R_1} + \tau_k) L_{\max}. \quad (47)$$

Из уравнений (41), (44) и (47) получим:

$$L_{\max} = \frac{F_{\max}}{\rho g H [\sin \alpha + \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi (1 - \lambda)] + c}. \quad (48)$$

Движение тектонической пластины под водой

В этом случае нормальные напряжения в подошве тектонической пластины вследствие действия архимедовых сил будут зависеть от эффективной плотности аллохтона $\rho_e = \rho - 1$. Соответственно во всех формулах при расчете движения такого шарьяжа необходимо заменить величину ρ величиной ρ_e .

ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ДВИЖЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЛАСТИНЫ

Формулы (18—21, 27, 27а, 29, 32, 33, 38—40, 45, 46, 48) позволяют рассчитать простые схемы шарьяжей, в которых движение пластины зависит от какой-либо одной причины и ограниченного числа параметров (тип постели, постоянное давление поровых вод). В сложных схемах действует несколько причин (например, давление с тыла в сочетании с гравитационным скольжением), а условия движения в разных частях тектонической пластины могут быть различны. Подобные схемы можно рассчитать на основе комбинаций из приведенных формул. Эти формулы получены с помощью значительного числа упрощений и допущений. Уточнение расчетов (введение пере-

* Более точная (но значительно более сложная) формула может быть получена из уравнений (36) и (43). Она имеет вид

$$L_{\max} = \frac{\sqrt{(\rho g H T h \sin \alpha)^2 - 4 F_{\max} \eta T h - \rho g H T h \sin \alpha}}{2 \eta}.$$

менных параметров, переход от плоской задачи к объемной, расчет сложных реологических схем) приводит к значительному их усложнению. Вместе с тем самые точные системы расчета не могут уточнить приблизительные предпосылки, на которых эти расчеты основаны. Учитывая крайне слабую изученность реологических свойств горных пород, применение более сложных систем расчета нецелесообразно.

Зная геологию шарьяжа, его амплитуду, изучив постель тектонической пластины, можно по приведенным формулам оценить вероят-

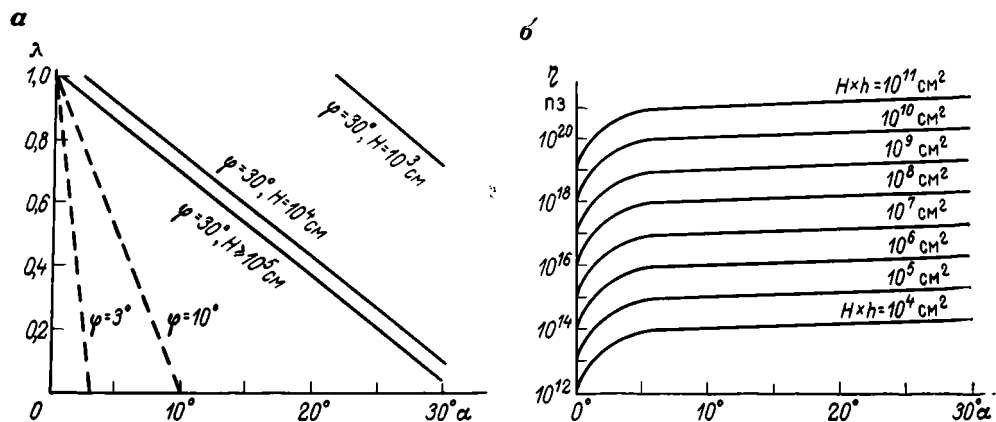


Рис. 7. Условия гравитационного скольжения тектонической пластины: а — жесткая и вязко-пластичная постель, б — вязкая постель

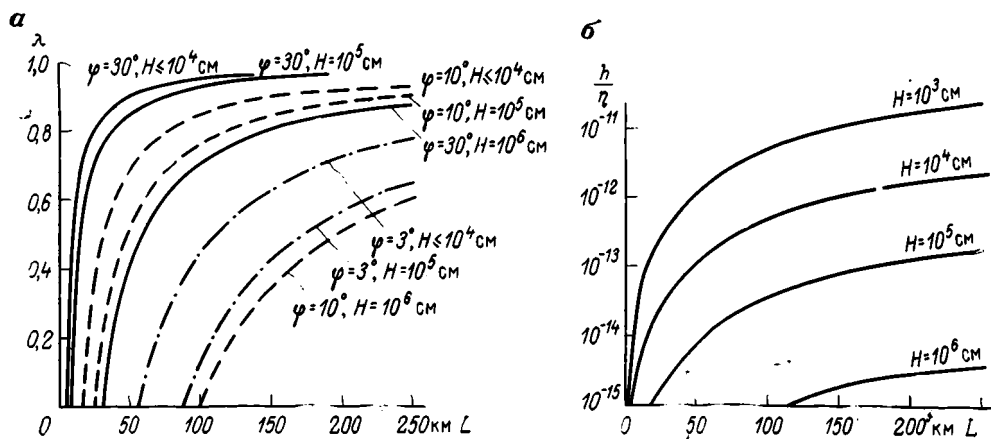


Рис. 8. Условия движения пластины под действием тектонических сил: а — жесткая и вязко-пластичная постель, б — вязкая постель

ность того или иного механизма перемещения и возможные условия, в которых оно происходило. На рис. 7 показаны условия гравитационного скольжения тектонической пластины: зависимость минимального уклона α от λ и H — при жесткой и вязко-пластичной постели и зависимость между α , η , H и h — при вязкой постели. На рис. 8 изображены условия движения под действием силы, приложенной к тыльной части тектонической пластины: зависимость максимально возможной длины пластины $L_{\max}$ от λ , φ и H — для жесткой и вязко-пластичной постели и зависимость между $L_{\max}$, η , H и h — для вязкой постели. В табл. 1 и 2 в качестве примера приведены результаты рас-

Таблица 1

Тип постели	λ	Гравитационное скольжение	Движение по горизонтали под действием тектонических сил
		α	L_{max}
Жесткая постель: $\Phi = 30^\circ$, $a = 10^6$ дин/см ² $\tau_0 = 2 \cdot 10^8$ дин/см ²	0,4 0,95	18° 2°	18 км 200 км
Вязко-пластичная постель: $\Phi = 10^\circ$ $\tau_0 = 2 \cdot 10^8$ дин/см ²	0,4 0,95	6° 0°30'	} Практически не ограничено
Вязкая постель (плавучие породы)		Очень мало	

Таблица 2

Тип постели	η пз	Гравитационное скольжение	
		V , см/год	Амплитуда за 1 млн. лет, км
Постель, имеющая относительно малую вязкость ползучести ($h = 100$ м, $\alpha = 0^\circ 30'$)	10^{17} 10^{20}	14 0,014	140 0,14

чета движения тектонической пластины мощностью 2 км и плотностью 2,5 г/см³ под действием гравитационных и тектонических сил. Движение такой пластины под действием полюсобежной силы в средних широтах равнозначно гравитационному скольжению по уклону менее одной десятой угловой секунды. Расчеты свидетельствуют о физической возможности больших амплитуд шарьяжей, которые могут быть достигнуты в различных условиях.

НЕКОТОРЫЕ ВИДЫ ПОСТЕЛЕЙ

Скальные породы. Для расчета быстрых перемещений при температуре и давлении, существующих в верхней части земной коры, скальные породы могут быть уподоблены жесткому телу. Угол внешнего трения Φ для большинства горных пород близок к 30° . Величину удельного сцепления a можно приблизительно оценить из следующего эксперимента (Маслов, 1961). При перемещениях бетонного блока по поверхности скалы, сложенной песчано-сланцевой толщей, был получен график зависимости τ_R от σ и определены угол внешнего трения $\Phi = 29^\circ 30'$ и величина сцепления $a = 10^6$ дин/см². Эффективный угол внутреннего трения скальных пород ϕ обычно также близок к 30° , а прочность на сдвиг τ_0 в среднем около $2 \cdot 10^8$ дин/см². При медленных длительных перемещениях необходимо учитывать ползучесть постели. Немногочисленные оценки вязкости ползучести скальных пород (песчаников, глинистых сланцев, известняков, гранитов) находятся в интервале 10^{17} — 10^{22} пз (Гзовский, 1963) *. Оценка вязкости земной коры в целом дает величину 10^{22} — 10^{23} пз (Краусс, 1969).

Глинистые породы обладают широким диапазоном свойств, зависящих от степени их литификации, влажности, плотности и др. В зависимости от преобладания тех или иных свойств они могут вести себя как жесткое, упруго-вязкое, упруго-вязко-пластичное, вязко-пластичное или вязкое тело. Реологические свойства глинистых пород определяются типом структурных связей, главные из которых—стабилизация

* По данным М. Ф. Кунтыша (1973) песчаники, алевролиты, известняки имеют вязкость 10^{12} — 10^{14} пз.

ционные, коагуляционные и конденсационные (Михайлов, 1955; Ребиндер, 1956; Горькова, 1966).

Стабилизационные структурные связи являются наиболее слабыми. Это объясняется тем, что между частицами породы находятся гидратные прослои, которые ослабляют межмолекулярные (вандерваальсовы) силы сцепления. При коагуляционных структурных

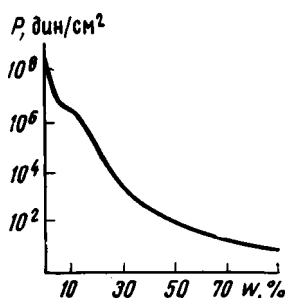


Рис. 9. Зависимость прочности коагуляционной структуры P от содержания жидкой дисперсной среды w . По П. А. Ребиндеру (1966)

связях сцепление частиц происходит по отдельным наименее гидратированным участкам их поверхности и образуется структурный каркас. Эти связи более прочные. Стабилизационные и коагуляционные структурные связи подвижны и способны к обратимому восстановлению после механического разрушения. Указанные структурные связи могут переходить друг в друга соответственно при обезвоживании или увлажнении породы. Наличие коагуляционных и стабилизационных структурных связей обуславливает вязко-пластичное поведение горной породы. Эти связи действуют как в условиях ненарушенной структуры, так и в процессе движения — течения глины. Соотношение между разрушением и восстановлением структурных связей в процессе движения выражается вязкостью среды.

Конденсационные структурные связи обусловлены внутримолекулярными силами, которые имеют очень небольшой радиус действия (1—2 Å). Эти связи являются значительно более прочными и обладают упруго-хрупкими свойствами. Обезвоживание коагуляционных структур и их уплотнение приводят к сближению частиц, что делает возможным переход к конденсационным структурным связям, при ответственном изменении реологических свойств породы. Обводнение породы, обладающей конденсационными структурными связями, приводит к обратному процессу, идущему путем адсорбции. Изложенная теория структурообразования объясняет зависимость прочности глинистых пород от их влажности. Эффективный угол внутреннего трения больше у глинистых пород, обладающих конденсационными структурными связями, и наименьший при стабилизационных структурах. Увлажнение породы приводит к переходу от более сильных структурных связей к более слабым. Ослабление прочности достигается также путем утолщения гидратных прослоев между глинистыми частицами в пределах одной системы связей (рис. 9). Обезвоживание породы ведет к ее упрочнению.

Рассмотрим с этой точки зрения результаты испытаний влажных глин на сдвиг (срез). Они показывают влияние скорости опыта на получаемую величину эффективного угла внутреннего трения ϕ . При быстром смещении величина ϕ зависит от влажности породы. При медленном смещении в условиях, когда вода из зоны сдвига успевает удалиться (опыт с дренированием), угол ϕ близок к 30° , независимо от исходной влажности глины. Некоторые исследователи (Bishop, 1957; Hubbert, 1959) объясняют это явление исключительно эффектом порового давления воды. В глинах благодаря их низкой проницаемости под воздействием нагрузки легко возникает и на какое-то время «консервируется» поровое давление. При проведении опыта быстро — без дренирования, это поровое давление нейтрализует увеличение внешнего давления на образец и в результате угол получается малым или даже равным 0. При проведении опыта медленно — с дренированием, вода успевает отжиматься, эффект порового давления отсутствует и угол ϕ равен 30° . В результате делается вывод, что при от-

сутствии порового давления угол всегда близок к 30° . Не отрицая полностью эффекта «консервации» в глинах порового давления, представляется возможным объяснить зависимость эффективного угла внутреннего трения от влажности глин с точки зрения изложенной выше теории структурообразования. Опыт с дренированием также находит вполне закономерное объяснение с этой точки зрения: обезвоживание превращает глину любой влажности в унифицированную породу, с широким развитием конденсационных структурных связей, обладающую упруго-хрупкими свойствами и эффективным углом трения около 30° . Если такое объяснение опыта с дренированием верно, то влияние структурных связей в постели и эффект давления поровых вод на тектоническую пластину действуют независимо. В этом случае угол φ в формулах (32, 40, 48) может принимать различные значения менее 30° (см. табл. 1, рис. 7, 8).

Остановимся на реологических свойствах глинистых пород, определенных в результате исследований И. М. Горьковой (1965, 1966). Эти исследования проводились при атмосферном давлении. Условия экспериментов близки к условиям в постели тектонической пластины при больших значениях λ . Глины и мергели высокой степени уплотнения и литификации, реологические характеристики которых были изучены, имеют кембрийский, пермский, юрский и меловой возраст. Для пород этой группы предел текучести близок к пределу прочности ($\tau_m = 10^6$ дин/см²). Вязкость ползучести $\eta_0 = 10^{11}$ пз и более, наименьшая ньютоновская вязкость η_m за пределом прочности находится в интервале 300—3000 пз. Эффективный угол внутреннего трения φ колеблется от 10 до 30° .

Глинистые породы средней степени уплотнения и литификации были исследованы в образцах, взятых из естественных обнажений и скважин на Восточно-Европейской платформе. Возраст изученных глин кембрийский, юрский, меловой, палеогеновый и четвертичный. Вязкость ползучести указанных пород $\eta_0 = 10^{10}$ — 10^{12} пз. Выше предела текучести ($\tau_k = 10^4$ — 10^5 дин/см²) они текут с пластической вязкостью η , имеющей у разных пород величину от 200 до 3000 пз. За пределом прочности ($\tau_m = 10^6$ дин/см²) вязкость породы η_m становится 50—800 пз. При испытаниях на сдвиг (срез) зависимость τ_d от σ при малых значениях криволинейна, а затем кривая выполаживается и переходит в прямую, наклоненную под углом φ , равным 3 — 5° , до 10° .

Особую группу образуют морские илы и плавунные глины. Они обладают вязкостью ползучести $\eta_0 = 10^8$ — 10^{10} пз. Выше предела прочности ($\tau_m = 10^4$ дин/см²) эти породы текут с вязкостью $\eta_m = 10$ —100 пз. Некоторые из них в интервале 10^3 дин/см² $< \tau < 10^4$ дин/см² способны течь с пластической вязкостью $\eta_b = 500$ —1300 пз. При быстрой деформации поровое давление воды в плавунных глинах превышает прочность структурных связей породы и разрушает их. При этом в результате освобождения заключенной в порах воды происходит резкое разжижение породы. При медленной деформации вода отжимается, в результате чего породы уплотняются и упрочняются. Морские илы способны к тиксотропному упрочнению.

Мелкообломочные породы в постели тектонической пластины могут быть либо осадочные (псаммиты, алевроиты), либо тектонического происхождения. Во втором случае имеется в виду слой катаклазитов или милонитов, который возникает в подошве тектонической пластины в процессе ее движения. Несцементированные (или дещементированные) песчано-алевритовые породы и мелкозернистые катаклазиты в условиях обводнения имеют свойства истинных или ложных плавунув. Истинные плавунув способны к течению с очень малой ньютоновской вязкостью ($\eta_m = 7$ —50 пз) выше предела прочности, который настолько мал, что им можно пренебречь и отождествлять истинные

плывуны с вязкой жидкостью. Эти свойства порода приобретает после разрушения ее естественной структуры, которое происходит под влиянием любого из следующих факторов: увлажнения, вибрации, деформации сдвига, гидродинамического давления (Горькова, 1957). Истинная плавунность объясняется специфическими свойствами коллоидных частиц. Подвижность ложных плывунов имеет иную природу и обуславливается гидродинамическим режимом подземных вод. Конечным результатом в обоих случаях является способность к течению с малой вязкостью. Плывунными свойствами обладают как молодые, так и древние породы, например юрские пески в районе Москвы. Плывуны не способны восстанавливать свою первоначальную структуру, они не обладают тиксотропными свойствами. При прекращении движения происходит некоторое увеличение прочности породы вследствие ее самоуплотнения, однако оно незначительно и легко снижается при динамическом воздействии.

Поведение крупнообломочных пород (тектонических брекчий, пудингов, конгломератов), в которых крупные обломки разобщены мелкообломочной или глинистой основной массой, определяется свойствами этой основной массы.

Эвапориты обладают относительно низкой вязкостью ползучести η_0 . Д. Хендин (1969) приводит следующие данные экспериментальных определений η_0 при комнатной температуре и атмосферном давлении: гипс — более 2×10^{19} пз, каменная соль — от 3×10^{16} до 3×10^{17} пз. Повышение всестороннего давления до 140 атм снижает вязкость каменной соли на три порядка. По расчетам М. В. Гзовского (из опытов Д. Григгса) на вязкость каменной соли оказывает большое влияние интенсивность касательных напряжений: увеличение касательных напряжений в три раза уменьшило величину η_0 в 100 раз (Гзовский, 1963).

Серпентиниты. Из изученных свойств серпентинитов наибольшее внимание привлекает их способность отдавать в большом количестве воду. В зависимости от давления дегидратация серпентинитов происходит при 300—600° Ц, в присутствии брусита она осуществляется при более низкой температуре (Releigh, 1965). Результатом такого процесса может быть резкое повышение давления поровых вод в серпентинитовой (или несерпентинитовой) постели.

О БЛАГОПРИЯТНЫХ УСЛОВИЯХ ДВИЖЕНИЯ

Наиболее благоприятные условия для больших перемещений создаются вследствие действия следующих факторов: в отдельности или в сочетании друг с другом.

1. *Относительно более низкая вязкость ползучести постели.* Скорость ползучести обратно пропорциональна вязкости ползучести. Разница в вязкости ползучести между аллохтонной пластиной и постелью приведет за геологическое время к значительному смещению аллохтонной пластины, относительно подстилающего постель автохтона. К сожалению, вязкость ползучести горных пород почти не изучена. Результаты немногочисленных исследований ползучести горных пород при испытаниях на одноосное сжатие и поперечный изгиб приведены в работе Ж. С. Ержанова и др. (1970). Интересные эксперименты, в которых исследовались явления, вероятно обусловленные ползучестью, были проведены П. Л. Ивановым (1962). В одном опыте изучалось горизонтальное смещение металлического штампа по поверхности мелкозернистого песка при горизонтальном усилии, равном 70% от предельного; в другом — проводилось испытание мелкозернистого песчаного грунта на сдвиг (срез) в приборе при горизонтальном усилии, равном 60% от предельного (разрушающего). При проведении обоих опытов было обнаружено «малозатухающее смещение», которое реги-

стрировалось в течение нескольких недель. За 18 суток штамп прошел путь около 0,2 мм, а смещение при испытании на срез оказалось около 0,06 мм за 40 суток.

В геологических процессах вследствие их большой длительности явление ползучести должно играть важную и, возможно, ведущую роль, оценить которую пока не удастся вследствие слабой изученности этого важного свойства горных пород. Деформации ползучести ниже предела текучести (упругости) не принимаются во внимание при расчетах инженерных сооружений: жизнь таких сооружений относительно коротка, за время их существования деформации ползучести не успевают заметно проявиться. Поэтому нельзя ожидать, что затронутая проблема будет решена при проведении инженерных работ. Тектоника более чем другие науки заинтересована в экспериментальном исследовании вязкостных свойств горных пород.

2. *Постель тектонической пластины, образованная водонасыщенными породами* (катаклазитами, псаммитами, алевритами, глинами), обладающими плавучими свойствами.

3. *Высокое избыточное давление поровых вод в постели тектонической пластины.* Избыточное давление поровых вод обстоятельно изучено как в общем плане, так и применительно к шарьягам. (Hubbert, 1959; Беляков, 1968 и др.). Во многих районах на различной глубине установлено путем бурения избыточное давление поровых вод, немного превышающее нормальное гидростатическое и нередко уравновешивающее горное давление (Аникеев, 1964; Киссин, 1967, Крopotкин, 1965, Тхостов, 1960; Hubbert, 1959).

Установить, изучая геологический разрез, какой из рассмотренных факторов в большей мере или исключительно определял условия движения тектонической пластины, весьма непросто. Последующие обезвоживание, цементация, диагенез пород постели стирают явные признаки их участия в надвиговом процессе и делают породы постели трудноотличимыми от подстилающих образований. Часто в подошве шарьяжей отсутствуют мощные зоны брекчий или милонитов или наблюдается так называемый «притертый» тектонический контакт. Такие явления можно рассматривать как свидетельство благоприятных условий движения. При небольшом перемещении тектонической пластины в неблагоприятных условиях может возникнуть значительно более мощная и эффектная зона брекчий, чем при больших перемещениях в благоприятных условиях. Поэтому нельзя судить об амплитуде перемещения аллохтонной пластины по внешнему виду тектонического контакта, как это иногда делают*.

Благоприятные условия движения не обязательно должны существовать на всей площади подошвы тектонической пластины для того, чтобы эта пластина могла перемещаться. Условия в подошве тектонической пластины представляют собой весьма мозаичную, ячеистую картину; в одних ячеях условия более благоприятны, в других менее благоприятны. Если в целом (в среднем) условия таковы, что тектоническая пластина окажется в предельном состоянии, она будет двигаться целиком, хотя отдельные ее ячеи находятся в таких условиях, в которых вся пластина двигаться бы не могла. Свидетелем разных условий, существовавших в разных частях шарьяжа, могут служить различия в мощности и типах катаклазитов, наблюдаемые на разных участках подошвы одной и той же тектонической пластины.

* Например, Д. П. Резвой пишет: «Говоря о незначительности воздействия аллохтона на автохтон и о слабой морфологической выраженности самой надвиговой поверхности, следует, вероятно, сделать предположение об относительно малой величине тоннажа аллохтона или об общей незначительности горизонтального перемещения. Поскольку объем надвинутых масс представляется достаточно большим, следует скорее допустить незначительность перемещений по надвигу» (Резвой, 1969, стр. 32).

Рассмотрим в виде примера шарьяж, движущийся в условиях высокого избыточного давления поровых вод на его подошве. Для поддержания или периодического возникновения избыточного давления необходимо соблюдение некоторых условий.

Первое условие — должен существовать приток напорных вод в зону надвига, компенсирующий утечку. Предложено много объяснений избыточных пластовых давлений (Аникиев, 1964; Кропоткин, 1965; Hubbert, 1969; Platt, 1962 и др.). Укажем на два фактора (общий и локальный), непосредственно связанных с образованием шарьяжей: а) во время формирования шарьяжей происходит сокращение площади геосинклинальной системы, которое сопровождается сокращением площади ее фундамента. Последнее возможно лишь путем его утолщения, что приводит к погружению на значительную глубину пород, ранее находившихся ближе к земной поверхности. При этом должно освобождаться большое количество воды за счет обезвоживания погружающихся пород; б) уплотнение водонасыщенных пород постели под нагрузкой тектонической пластины. Возникновение напора подземных вод вследствие уплотнения грунтов под действием веса инженерных сооружений хорошо изучено механикой грунтов; проведены подобные расчеты и для шарьяжей (Hubbert, 1959).

Второе условие — в подошве шарьяжа должна существовать (или периодически возникать) относительно закрытая система, утечки из которой ограничены. Рассмотрим вариант такой системы. В случае утечки во фронтальной части тектонической пластины давление поровых вод здесь упадет и в результате возникнет зона «завала», которая запечатывает постель, уменьшая утечку воды. Этот «завал» будет двигаться вместе со всей тектонической пластиной, но уже не благодаря избыточному давлению поровых вод в его подошве, а в результате давления на «завал» с тыла. Одновременно этот «завал» обеспечивает сохранение закрытой системы во внутренней части постели. Разломы и трещины в теле тектонической пластины, которые возникают или оживают во время ее движения, могут служить каналами частичной утечки напорных вод, особенно если разломы достигают подошвы пластины. Однако эта утечка будет местной и относительно кратковременной. В подошве тектонической пластины вдоль такого разлома возникает узкая зона, в которой вследствие снижения давления поровых вод образуется «завал», подобный описанному вдоль фронта шарьяжа, т. е. возникает ячея с менее благоприятными условиями, двигающаяся вместе со всей пластиной. Таким образом, рассмотренная модель шарьяжа в этом отношении является саморегулирующейся системой.

Наглядной моделью шарьяжа могут служить портовые сооружения, которые вместе с прилегающими породами медленно перемещаются в сторону моря. При скорости смещения около 1 см в год, горизонтальные смещения некоторых портовых набережных достигли за 70—100 лет наблюдений величины 50—80 см (Флорин, 1961). Скорее всего эти смещения обусловлены ползучестью постели. Возможно и другое объяснение: набережная, закрыв или затруднив сток, была причиной повышения давления поровых вод. Тем самым были созданы благоприятные условия для сползания горных пород и самого инженерного сооружения. В этом случае набережная играет роль, аналогичную «завалу» на фронте шарьяжа.

О роли землетрясений

Эта проблема имеет два аспекта. С одной стороны, некоторые землетрясения возникают при движении по надвигу, как это наблюдалось при Ашхабадском землетрясении 1948 г. (Рустанович, 1967).

С другой стороны, землетрясения создают обстановку, благоприятную для движения по надвигам, расположенным вдали от очага землетрясения. Они вызывают специфические явления, влияющие на условия движения аллохтонной пластины. Укажем на некоторые из них.

Динамическое воздействие на породы постели. Оно имеет несколько следствий. Под действием сейсмических колебаний может произойти нарушение структурных связей в глинистых и песчаных породах и их разжижение. В результате породы, не обладавшие свойствами плывунов, временно приобретают способность к течению с малой вязкостью. После прекращения колебаний эта способность постепенно теряется, но она вновь проявляется при следующем землетрясении. В результате сейсмических колебаний может происходить уплотнение пород постели, отчего возникнет (или повысится) избыточное давление поровых вод. При этом вследствие гидравлического удара возможно разрушение структурных связей и разжижение обломочных или глинистых пород. Уплотнение пород может быть необратимым, и тогда оно не может повторяться многократно. В случае упругих структурных связей возможно обратимое, «упругое» уплотнение, реагирующее на сейсмические толчки и вызывающее периодическое повышение давления поровых вод. Важно, что длительность перечисленных явлений может быть значительно большей, чем длительность вызвавшего их сейсмического колебания. Свидетелем подобного воздействия на грунтовые воды являются колебания уровня воды в колодцах и фонтаны воды высотой до нескольких метров, которые возникают при землетрясениях. Фонтанирование воды при Бихал-Непальском землетрясении 1934 г. происходило в течение трех часов (Рихтер, 1963), что во много раз превышает длительность самого землетрясения. Землетрясение на Аляске 1964 г. вызвало колебания уровней подземных вод на всех континентах. В скважинах Айовы, в 3000 км от эпицентра, такие колебания достигали 7 см (Киссин, 1971). Во время сильных землетрясений наблюдались выбросы разжиженного песка. Разжижение песка при воздействии сейсмических волн изучено также экспериментально (Пучков, 1962).

Динамическое воздействие на аллохтон. Сейсмические колебания могут оказывать взвешивающее воздействие на тектоническую пластину, в той или иной мере нейтрализуя горное давление. Расчет для пластины, движущейся благодаря указанному эффекту, можно произвести с помощью методов инженерной сейсмологии (исключив, естественно, коэффициент запаса). Экспериментальное исследование — перемещение штампа по песчаному грунту показало, что при вибрационном воздействии на грунт малозатухающее горизонтальное смещение штампа наблюдается при сдвигающих усилиях, в 10—15 раз меньших, чем без вибрации (Иванов, 1962). Рассматриваемый механизм движения применим лишь к тектоническим пластинам ограниченного размера. Если тектоническая пластина достаточно велика (по сравнению с длиной волны), то одни ее части испытывают взвешивающее воздействие сейсмических волн тогда, когда на участках, более близких к очагу, колебания имеют обратный знак или уже закончились.

Частая повторяемость землетрясений в сочетании с большой длительностью движения шарьяжей делают принципиально возможными такие их модели, которые перемещаются в условиях землетрясения. Это движение прерывистое. Другая роль землетрясений — роль «спускового крючка» — инициатора перемещения. В этом случае землетрясение может способствовать возникновению условий, в которых движение продолжается уже без участия сейсмических колебаний.

ТЕКТОНИКА ВАРИСЦИД И ШАРЬЯЖИ КЫЗЫЛКУМА

Варисские структуры Кызылкума — непосредственное западное продолжение структур Южного Тянь-Шаня. На территории Кызылкума они видны в хребтах Северный Нуратау, Южный Нуратау и в других горных массивах. Голые горы Кызылкума — хороший объект для структурно-геологических исследований. Возвышенности Центрального Кызылкума достигают высоты 1 км, а Нуратинские хребты — 2 км.

Вопрос о надвиговой природе границ между разными тектоническими зонами варисцид Кызылкума был поднят С. С. Шульцем-младшим (1966), обратившим внимание на сходство кызылкумских структур с Алаем, на территории которого к тому времени Г. С. Поршняковым (1961) уже были описаны многочисленные надвиги. В Кызылкуме надвиговые структуры были выявлены вначале в Северном Тамдытау в результате детальных съемок, частично проведенных в 1962—1964 гг. под руководством П. Н. Подкопаева, и особенно во время съемочных работ в 1968—1969 гг. под руководством Ш. Ш. Сабдушева. В 1969 г. автором обнаружены складчатые шарьяжи в Северном Букантау, Кокпатасе, Джетымтау, Сангрунтау, Окжетпесе, Нуратау и проведены исследования шарьяжей Тамдытау. Все аллохтонные образования были объединены в два аллохтонных комплекса и высказано предположение о том, что они надвинуты на миогеосинклинальную зону с севера или северо-востока (Буртман, 1970). Изучение шарьяжей Кызылкума было продолжено автором в 1970 и 1971 гг. Шарьяжи в Кызылкуме хорошо выражены. Особенно яркое впечатление они производят на возвышенности Тамдытау.

Широкое развитие шарьяжей, установленное в результате проведенных исследований, сделало недействительными многочисленные тектонические схемы (Ахметджанов, 1967; Лихачев, 1963; Пятков, 1967; Тектоническая карта..., 1967; и др.), на которых территория Кызылкума поделена на то или иное число тектонических зон, разделенных глубинными сбросами. В структурном разрезе кызылкумских варисцид видны различные структурно-формационные комплексы, лежащие один на другом, а не рядом друг с другом, как считалось ранее. Выделенные указанными исследователями тектонические «зоны» в действительности представляют собой наборы из автохтонного и аллохтонных комплексов. Так как чередование комплексов на разных участках территории различно (шарьяжи имеют разную амплитуду и неодинаковую сохранность), то было выделено значительное число таких «зон»: Северо-Букантауская, Южно-Букантауская, Северо-Тамдытауская, Тамдытауская, Северо-Нуратинская, Южно-Нуратинская и др. Сводные стратиграфические колонки этих «зон» содержат отложения, которые никогда не были в стратиграфических соотношениях друг с другом и сформированы в разных частях геосинклинальной системы. Это делает необходимым систематическое геологическое описание автохтонных и аллохтонных комплексов Кызылкума, как основу для палеотектонических выводов. Рассмотрим вначале Центрально-Кызылкумский сектор, а затем Нуратинский.

Автохтон. Так называют образования, которые залегают под самой нижней тектонической пластиной в данном регионе. При описании автохтона удобно рассматривать как местный репер, по отношению к которому происходило перемещение (шарьирование) тектонических пластин. При этом надо иметь в виду, что в результате палеотектонического анализа может выясниться, что в действительности происходило пододвигание автохтона под аллохтон.

Единица: тектоническая единица, структурная единица, аллохтонная единица. Это термины свободного пользования, которые применяются к различным объектам (тектоническим пластинам, комплексам, зонам и т. д.) вместо основного термина.

Комплекс пород: эвгеосинклинальный, эвгеоантиклинальный и т. п.; аллохтонный и автохтонный комплекс. Обычно такие комплексы получают собственные наименования. Каждый комплекс пород соответствует одной первичной структурно-формационной зоне, существовавшей в эпоху геосинклинального прогибания. В эпоху шарьирования породы первичных структурно-формационных зон были шарьированы друг на друга. Если породы какой-либо первичной структурно-формационной зоны целиком находятся в аллохтонном залегании удобно называть их одноименным аллохтонным комплексом. Аллохтонный комплекс может состоять из одной или многих тектонических пластин.

Месиво, тектоническое месиво и меланж. Месиво — термин свободного пользования, который применяется и к олистограммам и к тектоническому месиву. Тектоническое месиво возникает в подошве и (или) под подошвойдвигающейся тектонической пластины в результате механического воздействия на породы. Меланж — это тектоническое месиво с ультрабазитами.

Наволлок — тектоническая поверхность в подошве аллохтонной пластины шарьяжа. Обычно эту тектоническую поверхность именуют надвигом, что весьма неудобно, так как создает путаницу в понятиях. Термин «наволлок» был введен А. П. Павловым при переводе «Геологии» Э. Ога (1914) как синоним термина «шарьяж» и очень давно не применялся. Предлагаемое употребление термина «наволлок» в более узком смысле, для обозначения лишь поверхности шарьирования, представляется удобным. Наволлок в подошве определенного аллохтонного комплекса пород получает такое же наименование, какое имеет комплекс.

Олистограмма и олистолит. Олистолиты — это экзотические блоки гравитационного происхождения, захороненные в осадочных породах. В случае оползания целого пласта образуются плоские олистолиты, которые бывает нелегко отличить от обычных линз и прослоев. Флишевые и флишодные толщи, содержащие олистолиты, нередко называют диким флишем. Олистограмма — это толща, состоящая из хаотически перемешанного материала гравитационного происхождения, образовавшегося в подводных условиях. Дикий флиш и олистограммы часто образуются перед фронтомдвигающегося шарьяжа за счет материала, обваливающегося и оползающего с фронтальной части тектонической пластины. Затем эти образования могут быть перекрыты «материнской» пластиной.

Складки: вертикальная, горизонтальная и лежащая складки; горизонтальная флексура; антиформная и синформная складки. Вертикальная складка возникает в результате изгиба слоя в вертикальном направлении, ее осевая поверхность залегает круто, а шарнир — полого. Горизонтальная и лежащая складки — следствие изгиба слоя в горизонтальном направлении. Осевая поверхность и шарнир горизонтальной складки залегают круто, у лежащей складки — полого. Горизонтальная флексура — это флексура, состоящая из двух сопряженных горизонтальных складок. Отличие антиформной складки от антиклинальной и синформной складки от синклинальной — в их внутреннем строении. В ядре антиклинали всегда залегают более древние породы, чем на ее крыльях (а в мульде синклинали — более молодые породы), так как отложения, образующие антиклиналь или синклиналь, находятся в нормальной стратиграфической последовательности. Если эта последовательность была нарушена (более ранней изоклинальной складчатостью, шарьированием и т. п.), то складки, возникшие в результате смятия такой толщи, называют антиформными или синформными в зависимости от их формы, не принимая во внимание возрастные соотношения между породами в ядрах, мульдах и на крыльях складок. Антиформные и синформные складки можно выделить лишь среди вертикальных складок.

Тектонический останец, аллохтонный массив, клиппен — это изолированные части шарьяжа. Их изолированность может быть первичной или вторичной. Когда в процессе движения тектонической пластины какая-то ее часть отделяется и продвигается далее остальной части пластины, возникают первично изолированные аллохтонные образования. Вторичная изоляция происходит в результате денудации части тектонической пластины; она может быть также следствием последующих (часто недавних) оползневых процессов. Аллохтонные массивы имеют большие размеры, а клиппены — небольшие. Термин «тектонический останец» применяется и к тем и к другим.

Тектоническое окно, тектоническое полуокно — это отверстия в тектонической пластине, в которых видны более низкие тектонические пластины или автохтон. Обычно окна и полуокна имеют вторичное происхождение, но могут быть и первичными (см. тектонический останец). Тектоническое окно — замкнутое отверстие, полуокно — незамкнутое.

ЦЕНТРАЛЬНО-КЫЗЫЛКУМСКИЙ СЕКТОР

В Центральном Кызылкуме палеозойские и допалеозойские породы слагают горные массивы Букантау, Тамдытау, Ауминзатау, Аристантау, Сангрунтау и ряд более мелких возвышенностей среди пустыни (рис. 10). На этой территории можно выделить миогеосинклинальные, геоантиклинальные и эвгеосинклинальные образования варисско-

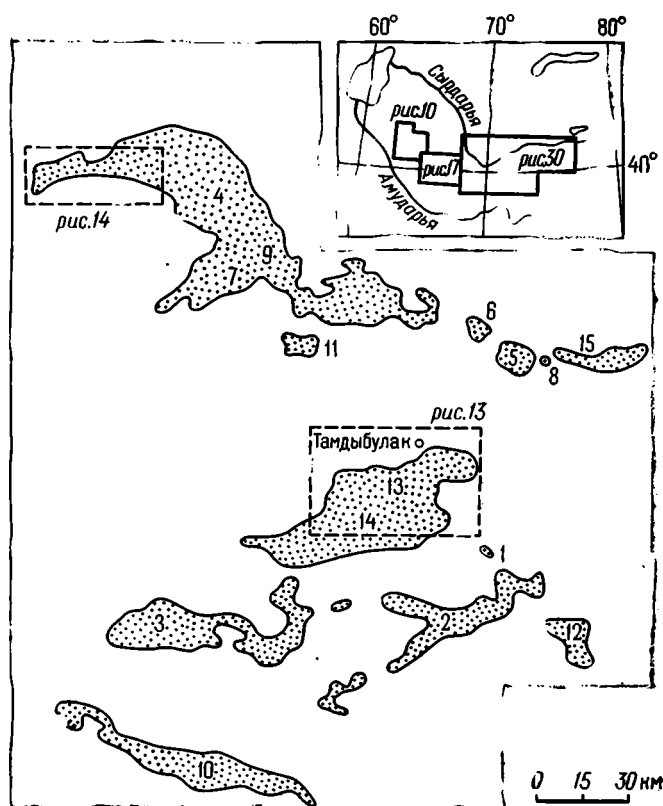


Рис. 10. Центрально-Кызылкупский сектор
Массивы палеозойских и допалеозойских пород:
1 — Айран-Шарикты, 2 — Аристантау, 3 — Ауминзатау, 4 — Букантау, 5 — Большой Джетымтау, 6 — Малый Джетымтау, 7 — Жиланды, 8 — Киктау, 9 — Кокпатас, 10 — Кульджуктау, 11 — Окжетпес, 12 — Сангрунтау, 13 — Тамдытау, 14 — Тасказган, 15 — Тахтатау

го времени (рис. 11). Миогеосинклинальные образования находятся в автохтонном, а геоантиклинальные и эвгеосинклинальные — в аллохтонном залегании (Буртман, 1970). Аллохтонные образования слагают три структурные единицы, которые в геологическом разрезе региона занимают следующее положение (снизу вверх):

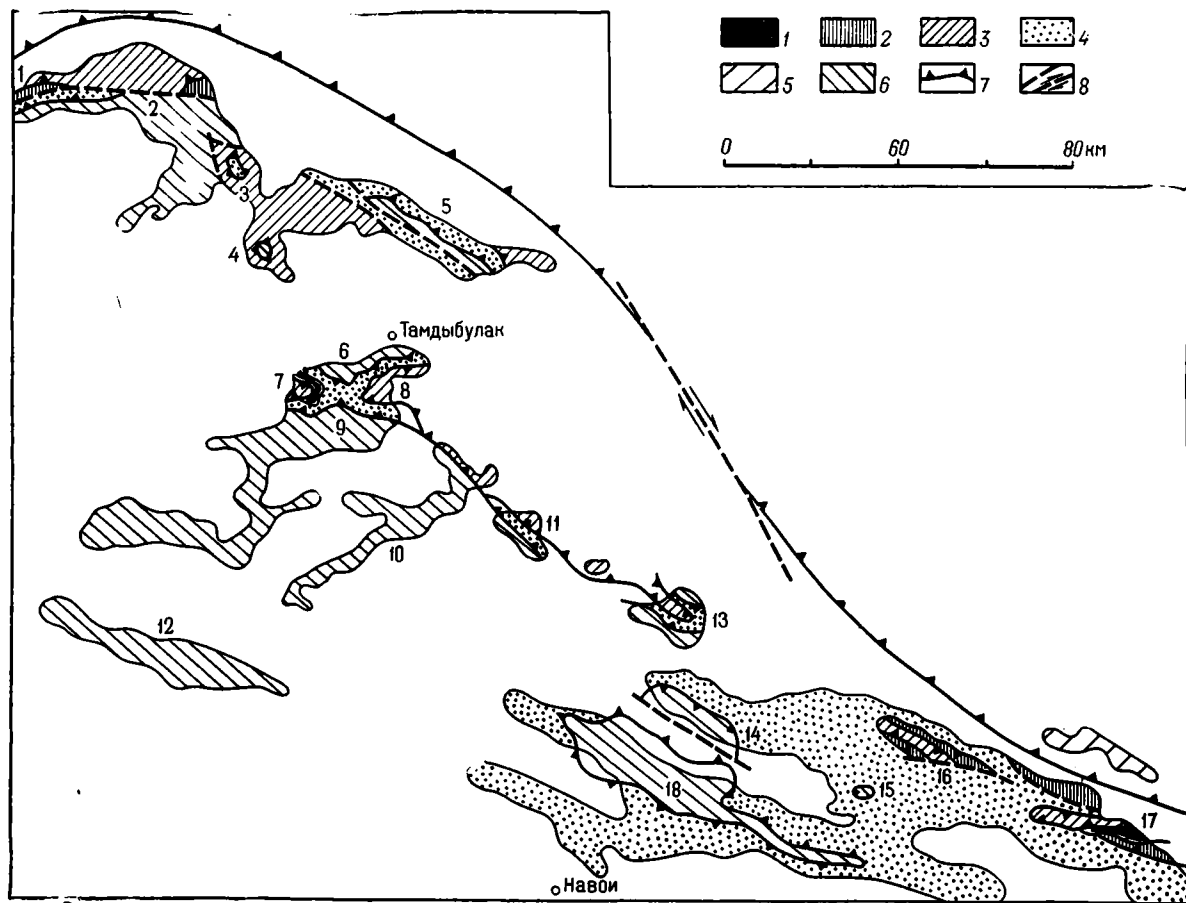
- 1) геоантиклинальный (эвгеоантиклинальный) комплекс Букан;
- 2) эвгеосинклинальный комплекс Кулкудук;
- 3) комплекс Тамды.

МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Разрез автохтона отчетливо делится на две части. Его нижняя часть сложена древними метаморфизованными породами, а верхняя — карбонатными отложениями среднего палеозоя.

Рис. 11. Схематическая карта структурно-формационных комплексов варисцид Кызылкума (орогенные отложения и интрузии не показаны)

1—2 — эвгеосинклинальный комплекс: 1 — ультрабазиты и габброиды, 2 — варисские эвгеосинклинальные отложения (комплекс Кулудук); 3 — комплекс Тамды; 4 — комплекс Букал, 5—6 — миогеосинклинальные комплексы (5 — северного типа, 6 — южного типа); 7 — главные наволоки эпохи шарьирования; 8 — более поздние разломы. Цифры на схеме: 1—2 — Северный Букалтау, 3 — окно Кокпатас, 4 — окно Окжетпес, 5 — Джетымтау, 6 — Актау, 7 — аллохтонный массив Бассумар, 8 — аллохтонный массив Кумкудук, 9 — Мурунтау, 10 — Аристантау, 11 — Сангунтау, 12 — Кульджуктау, 13 — Дарбаза, 14 — аллохтонный массив Басрагата, 15 — аллохтонный массив Джалпак, 16 — аллохтонный массив Хиссар, 17 — аллохтонный массив Устахан, 18 — окно Дебелянд



Рифей и венд. В основании видимого разреза залегает ауминзинская свита (Лихачев, 1963), состоящая из метаморфических зеленых сланцев, амфиболитов, кварцитов и мраморов. Амфиболиты более широко развиты в нижней части разреза, а в верхней преобладают метаморфические сланцы. Видимая мощность ауминзинской свиты в горах Ауминзатау около 1500 м. Породы свиты до регионального метаморфизма представляли собой эффузивно-осадочную толщу с основными эффузивами, количество которых возрастало вниз по разрезу.

На ауминзинской свите согласно залегает тасказганская свита терригенных, карбонатных и кремнистых пород (Лихачев, 1963). Нижняя часть ее разреза (150—200 м) сложена в горах Ауминзатау слоистыми обломочными известняками и доломитами, окварцованными известняками, кварцитами, углистыми кварцевыми и углисто-глинистыми сланцами. Выше лежат слюдисто-кварцевые сланцы и алевролиты мощностью до 500—600 м. В Южном Тамдытау в урочище Тасказган эта свита сложена филлитовыми, углистыми, слюдисто-кварцевыми и кварц-графитовыми сланцами, микрокварцитами, кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями кремней и доломитов. В кренистых породах и микрокварцитах видны изоклинальные складки, шарниры которых наклонены в направлении общего падения толщи.

Более высокое стратиграфическое положение занимает бесапанская свита (Лихачев, 1963) сланцев и песчаников. Сланцы серицито-глинистые, серицито-кварцевые, углистые. Песчаники и алевролиты кварцевые и кварц-полевошпатовые. В нижней части разреза преобладают сланцы, а в верхней — рассланцованные песчаники. Свита распространена в Южном Тамдытау, Ауминзатау, Аристантау, в горах Бельтау. Мощность свиты в Южном Тамдытау достигает 1000 м. В ауминзинской и тасказганской свитах определимые органические остатки не найдены. Для доломитов из тасказганской свиты изохронно-свинцовым методом был определен возраст 870 ± 20 млн. лет (Сабдюшев, 1971). В нижней части бесапанской свиты О. Н. Холецкой и В. П. Лощининым обнаружены азагии и строматолиты. Эти же исследователи упоминают, что в керне скважины, пробуренной в верхней части бесапанской свиты восточнее пос. Мурунтау, содержатся граптолиты (Лощинин, 1969; Ахметджанов, 1970). В. Н. Огнев, Л. Н. Белькова и О. Г. Кангро (1968, 1971) сопоставили бесапанскую свиту с каройской серией хр. Каратау (Южный Казахстан) и отнесли ее к венду. Следует иметь в виду, что в бесапанскую свиту, возможно, включены также ордовикские или силурийские терригенные отложения, о чем свидетельствует находка граптолитов.

В Букантау на толще микрокварцитов (вероятный аналог тасказганской свиты) залегают слюдистые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты, глинистые и алевролитовые сланцы коксайской свиты (Пятков, 1963). Эта свита, по-видимому, является аналогом бесапанской свиты Южного Тамдытау. Органические остатки в ней не найдены.

Более высокое стратиграфическое положение в разрезе автохтона занимают карбонатные породы девона, нижнего карбона и среднего карбона. Налегание карбонатных отложений среднего палеозоя на более древние образования с угловым, а местами и с азимутальным несогласием известно в горах Аристантау, Бельтау, у подножия гор Мурунтау и Актау и в Северном Букантау.

Нижний девон. В основании карбонатного разреза гор Мурунтау (IV, рис. 12) залегают кремнисто-кварцевые гравелиты, известковистые песчаники и аргиллиты с прослоями доломитов и известняков

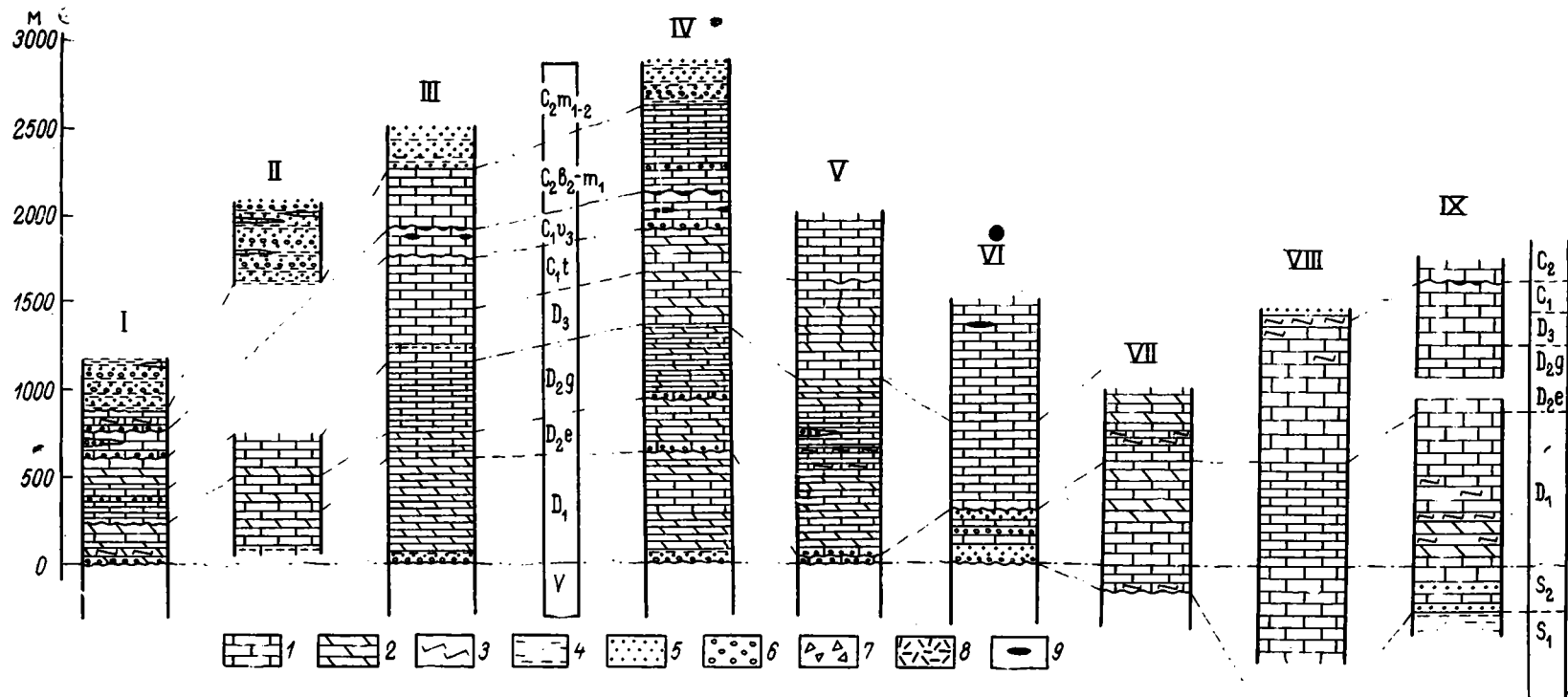


Рис. 12. Стратиграфические колонки отложений южной многоэпиклиналильной зоны

I — Северный Букантау (по К. К. Пяткову, 1966 г., 1967; К. А. Набиеву, 1969 г. и наблюдениям автора); II — тектоническое окно Окжетпес (по Ю. А. Лихачеву, 1963, А. К. Бухарину, 1964 г. и наблюдениям автора); III — горы Актау на возвышенности Тамдытау (по К. А. Набиеву, 1966, И. Т. Ташпулатову, 1968 г., Е. Т. Кононыхину, 1969 г. и наблюдениям автора); IV — горы Мурунтау на возвышенности Тамдытау (по К. К. Пяткову, 1963, 1967 гг., К. А. Набиеву, 1966, Е. Т. Кононыхину, 1969 г. и наблюдениям автора); V — Аристантау (по К. К. Пяткову, 1963, 1967 гг.); VI — тектоническое окно Дебелянд в хр. Южный Нуратау (по Х. В. Рыскиной, 1965 г., К. К. Пяткову, 1966 г. и наблюдениям автора); VII — Зирабулакские горы (по Д. М. Огареву, 1963 г. и Е. И. Барковской, 1966, с изменениями); VIII — Кульджуқтау (по Я. Б. Айсапову, 1966 г. и К. А. Набиеву, 1969 г.); IX — аллохтонный массив Басрагата в хр. Северный Нуратау (по А. И. Киму, 1969 г. и К. А. Набиеву, 1969 г.).

Условные обозначения к рис. 12, 20, 21: 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — кремни; 4 — аргиллиты; 5 — песчаники и алевролиты; 6 — конгломераты; 7 — брекчии; 8 — кислые вулканиты; 9 — бокситы

(10—80 м), в которых обнаружены брахиоподы раннего девона^{1*}. Выше лежат доломиты с амфипорами (215 м), детритусовые известняки (180 м) и доломиты (175 м) с многочисленными табулятами и строматопоридеями раннего — среднего девона. В горах Актау (III, рис. 12) несогласно на подстилающие образования налегает пачка (75 м) гравелитов, песчаников, алевролитов и известняков, в основании которой прослеживается пласт конгломератов с галькой кварца и кремней. В известняках обнаружены кораллы и брахиоподы, указывающие на позднесилурийский или раннедевонский возраст отложений². Выше лежат доломиты (335—525 м) с амфипорами и брахиоподами раннего девона³.

В Аристантау (V, рис. 12) на породах бесапанской свиты с угловым и азимутальным несогласием лежит пачка конгломератов с галькой кварца и кремней и полимиктовых песчаников (около 4 м). Выше расположены известняки (30 м), в которых обнаружены кораллы позднесилурийского и девонского облика. Эта пачка пород, относимая к нижнему девону, встречается в разрезе спорадически; в большинстве случаев в основании среднепалеозойского разреза залегают эйфельские отложения.

В Сангрунтау на немую толщу сланцеватых песчаников и серицито-глинистых сланцев предположительно докембрийского возраста с разрывом и небольшим угловым несогласием налегают известняки. В основании известняков находится горизонт гравелитов с зернами кварца и кремней мощностью до 2 м. В вышележащих доломитах и известняках (100—150 м) обнаружены брахиоподы, амфипоры и табуляты, свидетельствующие о раннедевонском возрасте отложений⁴.

Средний девон. В горах Мурунтау и Аристантау эйфельские отложения трансгрессивно перекрывают нижнедевонские породы или несогласно налегают непосредственно на древние толщи. В основании эйфельского разреза гор Мурунтау (IV, рис. 12) присутствуют известняковые конгломераты и песчаники изменчивой мощности, не превышающей 10 м. Выше лежит толща (300 м) доломитов и известняков с желваками кремней и многочисленными брахиоподами, строматопорами, табулятами и гастроподами эйфельского яруса⁵. В основании живетских отложений находится пласт известняковых конгломератов (4—40 м), а выше — тонкослоистые известняки и доломиты (до 400 м) с разнообразной фауной живетского яруса⁶.

В горах Актау (III, рис. 12) к эйфельскому ярусу относится толща известняков и доломитов (от 100 до 150 м), а к живетскому ярусу — слоистые известняки со стрингоцефалами и амфипорами мощностью до 400 м.

В Аристантау (V, рис. 12) эйфельские отложения трансгрессивно лежат на нижнедевонских образованиях и на породах бесапанской свиты. В основании разреза эйфельского яруса залегает пласт конгломерата (до 6 м), а выше — почти 1000-метровая толща доломитов и известняков с брахиоподами и строматопоридеями эйфельского⁷ и живетского⁸ ярусов. В разрезе возвышенности Айран-Шарикты на породы бесапанской свиты налегает 600—700-метровая толща известняков и доломитов, в нижней части которой содержатся брахиоподы раннего девона⁹, а в верхней части разреза обнаружены фораминиферы нижнемосковского подъяруса¹⁰. В Сангрунтау известняки (180 м) эйфельского яруса содержат брахиоподы и криноидеи¹¹. В вышележащих известняках обнаружены брахиоподы живетского яруса¹².

В Северном Букантау среднепалеозойские известняки автохтона слагают узкую гряду, вытянутую на 70 км, при максимальной ширине

* Цифры здесь и далее обозначают порядковый номер биостратиграфических материалов — см. приложение 1.

1 км. Эта гряда в целом представляет собой моноклираль, круто падающую на север. С южной стороны почти на всем своем протяжении известняковая гряда оборвана позднепалеозойскими или более молодыми разломами. Подошва известнякового разреза выведена на поверхность благодаря небольшому взбросу, секущему гряду известняков. Здесь в основании карбонатной толщи залегает пачка (2 м), сложенная песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами с галькой кварца и кремней в кремневом цементе; обломочные породы чередуются с пластами мелкозернистых кремней. Пачка кремнистых пород несогласно налегает на подстилающую толщу сланцев и кварцевых песчаников. Нижняя часть разреза карбонатных пород среднего палеозоя (I, рис. 12) в районе горы Ирлир сложена доломитами с прослоями кремней. Мощность доломитов 230 м; в них найдены амфипоры эйфельского яруса¹³. На эйфельских доломитах с размывом лежат известняки (200 м) с брахиоподами и строматопорами живетского яруса¹⁴.

На западной оконечности гор Тубаберген в основании видимого разреза залегает пачка известняков и доломитов с брахиоподами эйфельского яруса¹⁵. Породы отчасти косослоистые, их видимая мощность 90 м. На эти известняки с размывом налегает невыдержанный пласт (до 5 м) известнякового конгломерата. Выше находятся известняки (210 м), в которых были найдены брахиоподы франского яруса. Вероятно, нижняя часть толщи принадлежит к живетскому ярусу.

Большая часть тектонического окна Окжетпес сложена карбонатными породами мощностью около 700 м. В нижней части видимого разреза (II, рис. 12) обнаружены линзы глинистого известняка, а верхняя часть карбонатной толщи сложена слоистыми известняками с остатками криноидей эйфельского возраста¹⁶. Вероятно, стратиграфический интервал этого разреза не ограничен эйфельским ярусом и в нем присутствуют более низкие и более высокие горизонты девона, а может быть, и нижнего карбона.

На возвышенностях Большой Джетымтау, Малый Джетымтау и Джартас автохтон представлен толщей известняков и доломитов мощностью более 500 м. В известняках содержатся амфипоры¹⁷, указывающие на живетско-франский возраст.

Верхний девон и нижний карбон. В Аристантау на породы живетского яруса согласно налегают 600-метровая толща карбонатных пород, в которой содержатся брахиоподы франского и фаменского ярусов¹⁸ и позднедевонские фораминиферы. Выше с размывом лежат известняки с турнейскими фораминиферами¹⁹ видимой мощностью около 400 м.

В горах Мурунтау и Актау к верхнему девону и турнейскому ярусу принадлежит толща (более 500 м) переслаивающихся известняков и доломитов, содержащая брахиоподы, кораллы и фораминиферы позднего девона и раннего карбона²⁰. В 100—150 м ниже кровли этой толщи в обоих районах залегает 20-метровый горизонт с палеохориститами позднего турне. Не исключено, что верхняя часть описанной толщи принадлежит к визейскому ярусу. На последнюю со следами размыва (известняковые конгломераты, микрокарст) налегают известняки с гигантопродуктусами и ругозами позднего визе. Мощность верхневизейских известняков в Мурунтау достигает 280 м, а в Актау — около 200 м. На основании детального литологического изучения поздневизейских пород И. П. Титова, Д. И. Хейфец и О. Л. Гентшке (1969 г.) пришли к выводу, что формирование карбонатных пород Актау и Мурантау происходило в одном мелководном морском бассейне; направление переноса материала в нем было с юга на север.

В Сангрунтау к верхнему девону и нижнему карбону, вероятно, принадлежит 250-метровая пачка немых известняков, залегающая

между известняками среднего девона и бокситовым горизонтом среднекаменноугольного возраста.

В Северном Букантау, в районе родника Ирлир, на известняках живетского яруса лежит пачка (20 м) обломочных глинистых известняков с прослоями аргиллитов. В известняках содержатся брахиоподы и строматопороидеи позднефранского возраста²¹. На этой пачке лежит 100-метровая толща доломитов, а выше — доломиты и доломитизированные известняки (60 м), в которых найдены брахиоподы и фораминиферы фаменского яруса²². Более высокое стратиграфическое положение в разрезе занимают известняки (220 м), в верхней части которых содержатся кораллы визе и фораминиферы раннего — среднего карбона²³.

В горах Тубаберген живетско-франский возраст имеет толща известняков (210 м), которая с разрывом и конгломератами в основании налегает на породы эйфельского яруса. Среди известняков отмечены пачки с косой слоистостью и прослой известнякового конгломерата. В этой толще были найдены брахиоподы франского яруса²⁴. На ней с разрывом залегают слоистые известняки (150 м) с кораллами и фораминиферами, указывающими на принадлежность известняков к позднему визе или намюрскому ярусу²⁵. В основании и внутри разреза присутствуют линзы известняковых конгломератов, отмечены следы местного перемыва и косая слоистость. Известняки с поздневизейской фауной²⁶ обнажены также в тектоническом окне Кокпатас.

Средний карбон. Во всех разрезах автохтона на намюрское и раннебашкирское время приходится перерыв в осадконакоплении. В горах Мурунтау, Актау и Сангрунтау с этим временем связано формирование бокситов.

Для намюрского и раннебашкирского времени характерно развитие карста (поноры, карры, воронки, пустоты), возникшего в результате горизонтальной циркуляции вод. В пределах гор Актау было установлено многоэтажное развитие карста, причем количество этажей сокращается в направлении с северо-востока на юго-запад. Такое строение карстовой области обусловлено снижением уровня водоносного горизонта, которое можно объяснить относительным поднятием района. На этом основании И. П. Титова, Д. И. Хейфец и О. Л. Гентшке (1969 г.) пришли к выводу, что северо-восточная часть карстующего массива поднималась относительно его юго-восточной и южной частей, т. е. карстующаяся поверхность имела южный уклон, главная дрена была на юге, а бокситовый материал, заполняющий карстовые пустоты, поступал с северо-востока.

Этот последний вывод представляет для нас интерес и я вернусь к нему при обсуждении вопроса о направлении движения тектонических покровов.

Верхнебашкирская трансгрессия надвигалась с юга. В основании разреза в горах Мурунтау лежат известняковые конгломераты (до 10 м), тела бокситов и наждаков. Выше находятся известняки (более 230 м) с брахиоподами и фораминиферами башкирского возраста²⁷. В восточном направлении внутри этой толщи появляются известняковые конгломераты и косослоистые известняки. На позднебашкирских известняках согласно лежат тонкослоистые известняки (150—250 м) с фауной кораллов, криноидей, иглокожих, водорослей и с многочисленными фораминиферами верейского и каширского горизонтов московского яруса²⁸.

В горах Актау в основании трансгрессивно лежащих известняков верхнебашкирского подъяруса встречаются тела бокситов и наждаков, мощностью до 15 м (Набиев, 1956, 1966). Выше залегают частично окремненные и ожелезненные известняки (220 м). Еще выше по разре-

зу находятся известняки (до 250 м) с брахиоподами и фораминиферами московского яруса²⁹.

Площадь, занимаемая горами Актау и Мурунтау, на рассматриваемом этапе несомненно принадлежала к единому мелководному морскому бассейну. В обоих районах, например, в 20—30 м от подошвы верхнебашкирских отложений можно видеть 20-сантиметровый пласт, переполненный мелкими кораллами. Бокситовый материал в позднебашкирское время продолжал поступать с северо-востока: количество и мощность бокситовых горизонтов уменьшаются в юго-западном направлении.

В Северном Букантау, на западной оконечности гор Тубаберген, известняки (120 м) с позднебашкирскими фораминиферами³⁰ трансгрессивно налегают на известняки верхнего визе. Породы слоистые, часто органогенно-детритусовые, с линзами кремней и с линзами известняковых гравелитов и конгломератов в основании разреза. Подобные соотношения отмечены в Сангрунтау.

Терригенные породы московского яруса. В кровле автохтона, непосредственно под подошвой шарьяжей залегает толща обломочных известковистых пород московского яруса. В горах Актау эта толща прослежена вдоль их юго-западного склона. Она сложена чередующимися известково-глинистыми сланцами и известковистыми песчаниками и обладает четкой тонкой ритмичностью. В песчаниках хорошо видна градационная слоистость. Мощность этой толщи на меридиане колодца Коскудук более 250 м.

На северном склоне гор Мурунтау терригенные породы московского яруса слагают узкую прерывистую полосу. Севернее урочища Боздон в цементе песчаников и в прослоях известняков обнаружены фузулиниды, характерные для верхней части нижнемосковского подяруса³¹.

В тектоническом окне Окжетпес на девонские известняки налегает 450-метровая толща известковистых обломочных пород, состоящая из аргиллитов, песчаников и гравелитов, с прослоями конгломератов и детритусовых известняков. Гравелиты — с зернами аргиллитов, кварца и кремней; песчаники — существенно кварцевые. В прослоях известняков из верхней половины разреза обнаружены брахиоподы и гастроподы, указывающие на широкий возрастной интервал (средний — поздний карбон)³². Контакт терригенной толщи московского яруса с подстилающими известняками — там, где его удастся наблюдать, — тектонический. Вероятно, породы московского яруса образуют здесь параавтохтонную тектоническую линзу.

В Северном Букантау, на западной оконечности гор Тубаберген, толща терригенных пород московского яруса, по данным К. К. Пяткова (1967 г.), представлена чередованием песчаников, гравелитов, конгломератов, алевролитов и аргиллитов (250 м). Галька конгломератов состоит из известняков и кремней, в гравийных зернах обнаружены основные эффузивы. Песчаники — полимиктовые; наблюдаются косая слоистость, трещины усыхания, ходы червей. В верхней части толщи залегают известняки с прослоями известняковых конгломератов (30 м). В линзе известняков из средней части этой толщи обнаружены фораминиферы московского яруса³³. Восточнее, в 1,3 км южнее колодца Баймен, контакт известняков с терригенной толщей московского яруса проходит по разлому. В основании видимого разреза залегает четко ритмичная пачка — чередование гравелитов (с зернами известняков и кремней), известковистых песчаников и алевролитов, красноцветных и зеленоватых. В этой толще содержатся линзы известняков, наиболее мощная из которых имеет толщину 60 м. Выше залегают известняковые конгломераты, чередующиеся с известковистыми песчаниками. Видимая мощность пород московского яруса здесь более

250 м. В образце обломочного известняка, отобранного из нижней части этой толщи, определены раннемосковские фузулиныды³⁴, в цементе песчаника из верхней части толщи — также обнаружены фузулиныды среднего карбона³⁵. В 1,5 км северо-восточнее можно видеть, что переход между подстилающими известняками и терригенной толщей постепенный, представленный тонким переслаиванием известняков и красноватых известково-глинистых сланцев. Мощность переходных слоев менее 1 м.

Терригенная толща московского яруса прослеживается вдоль гор Тубаберген и далее вплоть до родника Ирлир на западной оконечности гор. Боздон. Местами подошва терригенной толщи осложнена разломами и толща граничит непосредственно с девонскими известняками. Видимая мощность терригенной толщи изменчива, нередко под подошвой шарьяжа сохранившиеся породы московского яруса имеют мощность лишь несколько метров. В восточной части гор Тубаберген, в 2,5 км южнее водосборника Кызылкак, вновь можно видеть подошву терригенной толщи. Слои обломочных пород и подстилающих известняков залегают параллельно, но контакт неровный, с карманами в известняках, глубиной в несколько метров. В карманы вложена слоистая толща, состоящая из серых и лилово-красных известковистых аргиллитов, содержащих прослои гравелистых песчаников. Мощность терригенных пород московского яруса здесь всего 30 м. Восточнее горы Кулкудуктау, на меридиане колодца Оразалы, мощность этих пород, представленных известковистыми гравелитами и мелкогалечными конгломератами, около 40 м. Северо-восточнее пос. Кулкудук контакт между известняками и рассматриваемой толщей тектонический, коричнево-серые известковистые песчаники московского яруса имеют видимую мощность около 50 м. Далее на восток эта толща, по-видимому, тектонически выклинивается. Небольшая тектоническая линза коричнево-красных и зелено-коричневых песчаников московского яруса сохранилась лишь под опрокинутыми на них известняками Ирлирской гряды севернее родника Ирлир.

Из приведенного описания и схемы сопоставления разрезов (см. рис. 12) отчетливо выступает единство автохтона. Оно хорошо видно из сравнения состава отложений и строения стратиграфических разрезов. Так, на всей рассматриваемой территории наблюдается трансгрессивное налегание эйфельских отложений на разные горизонты нижнего девона и на подстилающие древние отложения. Как в Тамдытау, так и в Букантау отмечен предживетский разрыв. Характерной особенностью всех автохтонов является наличие перерывов в осадконакоплении, охватывающих часть визе, намюр и раннебашкирское время. Кажется несомненным, что все описанные разрезы автохтона принадлежат к одному миогеосинклинальному прогибу, в котором в течение всего девона, раннего карбона и части среднего карбона происходило карбонатное осадконакопление. К краю этого бассейна мы приближаемся в Северном Букантау и Сангрунтау. На основании сравнения стратиграфических разрезов Тамдытау и Северного Букантау установлено, что мощности всех горизонтов (исключая терригенные породы московского яруса) уменьшаются и общая мощность разреза в Северном Букантау сокращается примерно в два раза. Одновременно с этим в Северном Букантау значительно в большем количестве встречаются линзы и прослои внутриформационных конгломератов и гравелитов, залегающих карбонатных пород. В горах Тубаберген они отмечены среди живетско-франских, верхневизейских и верхнебашкирских отложений. В эйфельских, живетско-франских и верхневизейских карбонатных породах Северного Букантау присутствуют пачки косослоистых пород, видны следы местного перемыва осадка.

Отложения, описанные здесь как единый автохтонный комплекс,

ранее относили к четырем различным структурно-фациальным зонам, разделенным существовавшими в течение всего среднего палеозоя краевыми глубинными разломами (Лихачев, 1963; Пятков, 1963, 1967 и др.; Тектоническая карта Узбекской ССР..., 1967). Приведенные нами материалы показывают, что для такого вывода нет основания.

ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (КОМПЛЕКС БУКАН)

Аллохтонный комплекс Букан сложен песчано-сланцево-вулканогенной толщей силура, на которой с перерывом залегают известняки лудлов-раннедевонского и визейского возраста и терригенно-вулканогенно-кремнистые отложения нижнего — среднего карбона.

Силур. В основании видимого разреза буканского аллохтонного комплекса находятся нижнесилурийские отложения, в которых установлены лlandoверийский и венлокский ярусы. В Северном Букантау лlandoвери представлен толщей (около 300 м) чередующихся глинистых сланцев, мелкозернистых существенно кварцевых песчаников, крупнозернистых полимиктовых песчаников и гравелитов с зернами и галькой кварца, кремней, глинистых сланцев. Среди этих пород отмечены прослои туфопесчаников, туфоконгломератов, пласты спилитов и диабазовых порфиритов. В западной части гор Тубаберген в этой толще собраны граптолиты лlandoвери³⁶. Разрез венлокского яруса в указанном районе имеет мощность более 300 м. Он сложен переслаивающимися алевритовыми сланцами, глинистыми сланцами, мелкозернистыми песчаниками и кремнистыми сланцами. В алевритовых сланцах содержатся граптолиты раннего венлока³⁷.

В Тамдытау чешуйчатое строение аллохтона затрудняет составление стратиграфических разрезов, и отложения разных ярусов силура известны здесь в разных тектонических чешуях. Западнее колодца Дженгельды, под породами аллохтонного комплекса Тамды залегает тектоническая пластина, сложенная глинистыми, углисто-глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями песчаников и гравелитов. В этих породах найдены граптолиты, имеющие скорее всего позднелlandoверийский возраст³⁸. Близкая по облику толща обнажена в районе колодца Кошкумбай. На ней залегают песчаники, гравелиты, алевролиты и глинистые сланцы с граптолитами, обычными для позднего венлока³⁹. Более высокое стратиграфическое положение занимает толща туфопесчаников, чередующихся с полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, спилитами, диабазами, андезитовыми порфиритами и их туфами. На северо-востоке Тамдытау количество лав в разрезе этой толщи значительно возрастает. В прослоях алевролитов среди вулканогенных пород на западе Тамдытау найдены граптолиты раннего лудлова (Сабдюшев, 1970). К рассматриваемому аллохтонному комплексу, возможно, принадлежит терригенная толща, обнажающаяся на возвышенности Джартас — между Большим и Малым Жетымтау. В линзе известняка среди этой толщи обнаружены брахиоподы раннего лудлова и позднесилурийские трилобиты⁴⁰.

Верхний силур—нижний девон. На западной оконечности гор Тубаберген в Северном Букантау несогласно на нижнесилурийских терригенных породах лежат известняки видимой мощностью 30 м. В их основании находится пласт конгломерата. В известняках собраны брахиоподы позднего лудлова — раннего девона⁴¹.

В Тамдытау верхний лудлов представлен известняками (с гастроподами и табулятами) мощностью более 100 м, которые в виде тектонического останца залегают на подстилающих терригенных породах силура и карбона. Этот тектонический останец расположен северо-западнее колодца Джаманкынгыр и имеет в поперечнике около 1 км.

Подошва останца полая (до 20°) и прекрасно обнажена. Вдоль контакта хорошо видны тектоническая брекчия, отторженцы известняков среди подстилающих сланцев и небольшие тектонические линзы сланцев, вдавленные в известняки. Выше контакта отмечено брекчирование, а в подстилающих терригенных породах — будинаж. Известняки верхнего лудлова отнесены в Тамдытау к аллохтонному комплексу Букан условно: их стратиграфические соотношения с подстилающими породами неизвестны. В центральной части Тамдытау, в районе колодца Коскудук и Джаксан, в прослоях известняков среди глинистых сланцев, известковистых песчаников и алевролитов обнаружены брахиоподы жединского яруса⁴². Соотношение этой пачки с окружающими терригенными породами силура не ясны.

Визейский ярус. На западной оконечности гор Тубаберген в Северном Букантау распространены известняки (до 80 м), несогласно налегающие на терригенные породы нижнего силура и на известняки позднесилурийско-раннедевонского возраста. В основании разреза залегают известняковые конгломераты, в гальке которых содержатся брахиоподы, кораллы и трилобиты позднего силура и девона, а выше в известняках найдены брахиоподы и пелециподы позднего визе⁴³. К этому комплексу пород могут принадлежать также известняки с поздневизейской фауной брахиопод (Пятков, 1967), которые обнажаются в северо-восточной части Букантау севернее пос. Жюзкудук. Из сборов автора М. Н. Соловьевой определены в этих известняках фораминиферы, указывающие на визейский возраст⁴⁴.

Намюрский ярус и средний карбон. В Тамдытау на силурийских отложениях трансгрессивно лежит толща обломочных пород. Подошва этой толщи обнажена в 3 км южнее родника Сырыбулак, где виден следующий разрез. В нижней части склона залегает толща кварцевых песчаников, конгломератов и глинистых сланцев с прослоями известняков, в которых встречена силурийская фауна. На эти породы налегают обломочные известняки, которые заполняют также карманы в подстилающих породах. Обломочные известняки и известняковые брекчии образуют линзы и выклинивающиеся пласты в нижней части толщи известковистых аргиллитов и алевролитов, чередующихся с горизонтами тонкослоистых плитчатых кремней и известняковых гравелитов. Мощность этой толщи в районе колодца Кынгыр около 500 м. В известняковых обломках конгломерато-брекчий в разных пунктах на территории Тамдытау обнаружены брахиоподы, кораллы, криноидеи, фораминиферы и отпечатки водорослей позднего силура, девона и раннего карбона. Наиболее молодая фауна обнаружена в долине Ажрикти, где в глыбах известняков содержатся фораминиферы раннего карбона, а в гравелистых песчаниках — фораминиферы среднекаменноугольного облика⁴⁵.

Породы рассматриваемого возраста распространены также на возвышенностях Букантау, Джетымтау и Сангрунтау. Среднекаменноугольные отложения были подвергнуты здесь интенсивной тектонической переработке и в большинстве случаев превращены в тектоническое месиво. Поэтому в описываемой ниже толще присутствуют и более древние породы — в виде олистолитов, тектонических линз, чешуй.

В Северном Букантау севернее известняковой гряды породы комплекса Букан обычно залегают круто. Местами в них видны изоглинные складки. В этих породах весьма трудно определить местоположение кровли и подошвы слоев, что создает дополнительные трудности при решении вопроса о стратиграфических и структурных соотношениях между различными пачками. По-видимому, к нижней части разреза принадлежит пачка глыбовых брекчий. Глыбы и обломки в брекчиях представлены известняками, кремнями, глинистыми сланца-

ми, основными эффузивами, встречены также глыбы метаморфических сланцев. Цемент брекчий глинистый. Глыбы известняков и эффузивов достигают размера в несколько метров, а отдельные экземпляры — до 25 м в диаметре и более. Крупные глыбы известняков отпрепарированы и их соотношения с цементом не видны. Однако эти глыбы образуют четкие цепочки, вытянутые вдоль горизонта брекчий, внутри которого видны небольшие глыбы таких же известняков. В районе колодца Серкеш на западе гор Тубаберген и севернее пос. Кулкудук в глыбах известняков встречены брахиоподы, пелециподы и гониатиты намюрского и башкирского ярусов⁴⁶. В прослое песчаника обнаружены каменноугольные фораминиферы⁴⁷. Известны сборы и более древней фауны. Мощность описанной брекчий непостоянна; севернее пос. Кулкудук она местами превышает 150 м. Цемент брекчий давленный, глыбы нередко обжаты, видны замки мелких изоклиналильных складок.

Северо-западнее Кулкудука на этой брекчий залегают плитчатые кремни (25 м) с прослоями глинистых сланцев, выше — пачка (10 м) известняков с гониатитами, известковистых алевролитов и песчаников. На эти породы с размывом налегают пуддинговые гравелиты, которые вверх по разрезу переходят в конгломерато-брекчий (5 м) с обломками известняков и кремней. Верхним членом этого разреза является толща туфопесчаников с прослоями туфов, плитчатых кремней и линзами известняков; видимая мощность толщи более 100 м. Местами в описанной толще видны замки изоклиналильных складок, и не исключено, что вся толща изоклиналильно складчатая. В этом случае песчаники и сланцы силурийского облика, встречающиеся иногда между пачками брекчий и кремней, могут оказаться выходами силурийских пород в ядрах изоклиналильных складок.

На возвышенности Большой Джетымтау, к северо-востоку от гряды девонских известняков автохтона развита толща чередования мелкозернистых песчаников, глинистых сланцев, глыбовых брекчий и основных эффузивов. Глыбовые брекчий имеют различный состав. Одни из них состоят из удлинённых глыб кремней, «плавающих» в пестроокрашенном глинистом сланце. В некоторых горизонтах глыбы отсутствуют и толща состоит из пестрых сланцев. Встречаются горизонты, представляющие собой переслаивание тонких линзовидных пластов кремней. Такие горизонты, как и вся толща, похожи на отложения нижнего — среднего карбона в горах Тубаберген. Другие горизонты брекчий состоят из глыб известняков, диаметром 20—50 см, среди которых встречена глыба диаметром 10 м. В известняках этой толщи обнаружены фораминиферы, распространенные в верхнем девоне и нижнем карбоне⁴⁸. На юго-западном склоне возвышенности Большой Джетымтау, по другую сторону от гряды известняков автохтона развиты отложения, весьма сходные с описанными. Они налегают здесь на толщу мелко- и среднезернистых существенно кварцевых песчаников и листоватых глинистых сланцев, которая может быть сопоставлена с силурийскими отложениями Северного Букантау и Тамдытау.

В тектоническом окне Кокпатас аллохтонный комплекс Букан залегает в виде тектонического листа, лежащего на верхневизейских известняках автохтона. Этот тектонический лист мощностью несколько десятков метров сложен чередующимися туфобрекчиями, конгломерато-брекчиями, туфами, спилитами, кремнями, песчаниками и глинистыми сланцами. В гальках известняков из этой толщи обнаружены брахиоподы позднего силура — раннего девона⁴⁹ и криноидеи раннего карбона⁵⁰.

На возвышенности Сангунтау породы буканского аллохтонного комплекса слагают полосу, вытянутую вдоль известняковой гряды

автохтона и отделенную от нее разломом. Аллохтонный комплекс представлен толщей, состоящей из чередующихся горизонтов кварцевых песчаников, глинистых сланцев и кремней. Кремни образуют как горизонты, так и линзы, плавающие в сланцевой основной массе. Они обычно сильно перемяты, видны изоклинальные складки и беспорядочно смятые массы. К северо-востоку от колодца Белькудук среди этой толщи расположен горизонт глинистых сланцев с глыбами известняковой брекчии. Глыбы имеют различный размер — от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров: видны глыбы диаметром 2 м, 7 м и размером 10×15 м. В этом же горизонте залегают линзы известнякового конгломерата. Цепочка глыб известняков, вытянутая в северо-западном направлении, приводит к двум крупным массивам известняков, наибольший из которых имеет размеры $0,2 \times 1,5$ км. Известняки конгломератовидные, с брахиоподами и кораллами позднепалеозойского и раннедевонского возраста. Породы неслоистые, с толстой отдельностью, трещины которой изогнуты в виде антиклинальной складки. Контакт известнякового массива проходит параллельно слоистости окружающей толщи, а отдельность в известняках залегает полого и упирается в этот контакт. Известняки граничат здесь с брекчией, состоящей из глыб кремней среди давленных сланцев. В одном из известняковых массивов в северной части возвышенности Сангрунтау обнаружены брахиоподы позднего визе⁵¹.

К. К. Пятков, А. К. Бухарин и И. А. Пяновская (1964) описали стратиграфическое наложение сланцево-кремнисто-песчаниковой толщи на эти известняковые массивы, которые в таком случае представляются в виде ядер сжатых антиклиналей. Мне таких соотношений найти не удалось. Независимо от того, являются указанные известняковые массивы олистолитами или выходами подстилающих пород, — это образования, чуждые для сланцево-кремнисто-песчаниковой толщи гор Сангрунтау. О возрасте последней можно судить по находке в прослое песчанистого известняка фораминифер среднего карбона⁵². Обращает на себя внимание полная аналогия в строении рассматриваемого аллохтонного комплекса в Сангрунтау и Северном Букантау. Сходство состава, строения и стратиграфического положения описанных образований, развитых в Букантау, Джетымтау и Сангрунтау, позволяет рассматривать их как одну толщу, возраст которой находится в интервале от намюрского до московского яруса. Видимая мощность этой толщи на всех перечисленных участках — несколько сот метров.

Намюр-среднекаменноугольные отложения Тамдытау значительно отличаются от разрезов Букантау, Джетымтау и Сангрунтау. Брекчии, залегающие в основании описанного выше разреза Тамдытау, состоят исключительно из известняков, а в Букантау, Джетымтау и Сангрунтау — из различных пород. На основании сравнения среднепалеозойских разрезов аллохтонного комплекса Букантау, описанных на территории Букантау, Джетымтау, Сангрунтау и Тамдытау, можно сделать вывод об убывании их «эвгеосинклинальности» по направлению к Тамдытау.

Наволоки Букантау

В Тамдытау подошва аллохтонного комплекса Букантау выходит на дневную поверхность вдоль южного склона гор Актау, южнее поселков Ажрикти и Тамдыбулак, в горах Шущактау и вдоль северного подножия гор Мурунтау. Автохтонные известняки гор Актау падают на юг под углом $20-30^\circ$. Такого же падение наволоки и пород аллохтонного комплекса у южного подножия гор Актау. При прослеживании контакта по простиранию можно также видеть, как этот тектонический контакт на отдельных участках приобретает наклон $45-60^\circ$, а

местами до 80° и одновременно становится крутым залегание слоев в автохтоне и аллохтоне. Под подошвой аллохтона здесь лежат известковистые песчаники, алевролиты и аргиллиты московского яруса. Эти породы около контакта гофрированы, будинированы и раздавлены. У самого контакта они превращены в давленные коричневатые сланцы, среди которых «плавают» отдельные будины песчаника. Линия наволока прослеживается по сильной обожренности пород и кварцевым жилам. Кварцевые песчаники и серицитито-глинистые сланцы силура, залегающие в основании аллохтонного комплекса, интенсивно будинированы, будины растащены и в настоящее время удалены друг от друга на расстояние, значительно превышающее длину самой будины, равную обычно 20—40 см. Зона раздавленных пород имеет изменчивую ширину — в пределах до 20 м.

На юго-восточном склоне гор Актау падение каменноугольных слоев у контакта 20—30° на юг, а слоев в аллохтоне — 25—45° в ту же сторону. На восточном склоне гор Актау подошва аллохтонного комплекса Букан приобретает наклон 30° на восток, очерчивая антиформную складку, в ядре которой выходят автохтонные известняки Актау. Далее на восток этот наволок прослеживается южнее поселков Ажрикты и Тамдыбулак. Его залегание обычно около 45°. Местами под наволоком видна пачка красноватых известковистых песчаников и сланцев московского яруса, в других случаях она отсутствует. Зона наволока отмечена тектоническими брекчиями, кварцевыми жилами и ожелезнением пород. Залегание слоев в автохтоне и аллохтоне в целом параллельное. Еще восточнее, на южном склоне гор Шушактау, подошва шарьяжа имеет падение на юг и юго-запад по углом 70—75°.

На северном склоне гор Мурунтау наволок Букан прекрасно обнажен в долине Кошкумбай. Силурийские породы налегают здесь на терригенную толщу московского яруса, превращенную в тектонит. Разрез, составленный в районе, расположенном между линиями профилей а—б и в—г (рис. 13), имеет следующее строение (сверху вниз):

1. Пудинги, гравелиты, кварцевые песчаники и глинистые сланцы, ритмично чередующиеся между собой. Галька в пудингах состоит из разноцветных кремней, кварца и сланцев. В основании толщи в описываемом разрезе найдены монографтусы венлока.

2. Наволок, наклоненный на север под углом 30—50°. Непосредственно выше наволока, в силурийских породах видны складки с амплитудой в несколько метров, указывающие на южное направление движения аллохтона. В 25 км выше основного наволока виден параллельный надвиг внутри силурийской толщи и около него вновь Z-складки, свидетельствующие о южном движении масс.

3. Тектонит по олистостромовой толще (прилож. 2, фиг. I). Олистолиты сложены кремнево-кварцевыми пудингами, гравелитами и кварцевыми песчаниками венлока (совершенно аналогичными породами, описанными в верхней пачке этого разреза) и криноидными известняками верхнего силура — нижнего девона. Обычный размер глыб 5—50 см, редкие экземпляры достигают 5 м. Кроме округлых глыб в олистостроме заключены раздавленные будины плоского олистолита известняков нижнего девона. Наиболее крупная будина имеет длину 20 м при максимальной мощности 6 м. Основная масса тектонита образована перетертыми буроватыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами московского яруса. Мощность 40 м.

4. Тектонит с аутигенными окатанными глыбами и будинами (прилож. 2, фиг. II, III). В этом тектоните и основная масса, и глыбы (окатыши), и будины представлены породами московского яруса. Глыбы обычно имеют размер 5—25 см и сложены песчаниками. Мощность 60 м.

5. Толща, в которой более мощные слои песчаников будинированы, а пачки тонкопереслаивающихся пород раздавлены. Будины обычно растащены на значительное расстояние. Многие будины обжаты и имеют линзовидную форму. Мощность 50 м.

6. Толща, в которой более мощные пласты песчаников прослеживаются на значительное расстояние, а пачки тонкопереслаивающихся пород раздавлены (прилож. 2, фиг. IV). Напряженность тектонической переработки пород постепенно убывает вниз по разрезу этой толщи на протяжении еще примерно 100 м по мощности.

Таким образом, общая мощность тектонически переработанных пород московского яруса в зоне наволока достигает 250 м.

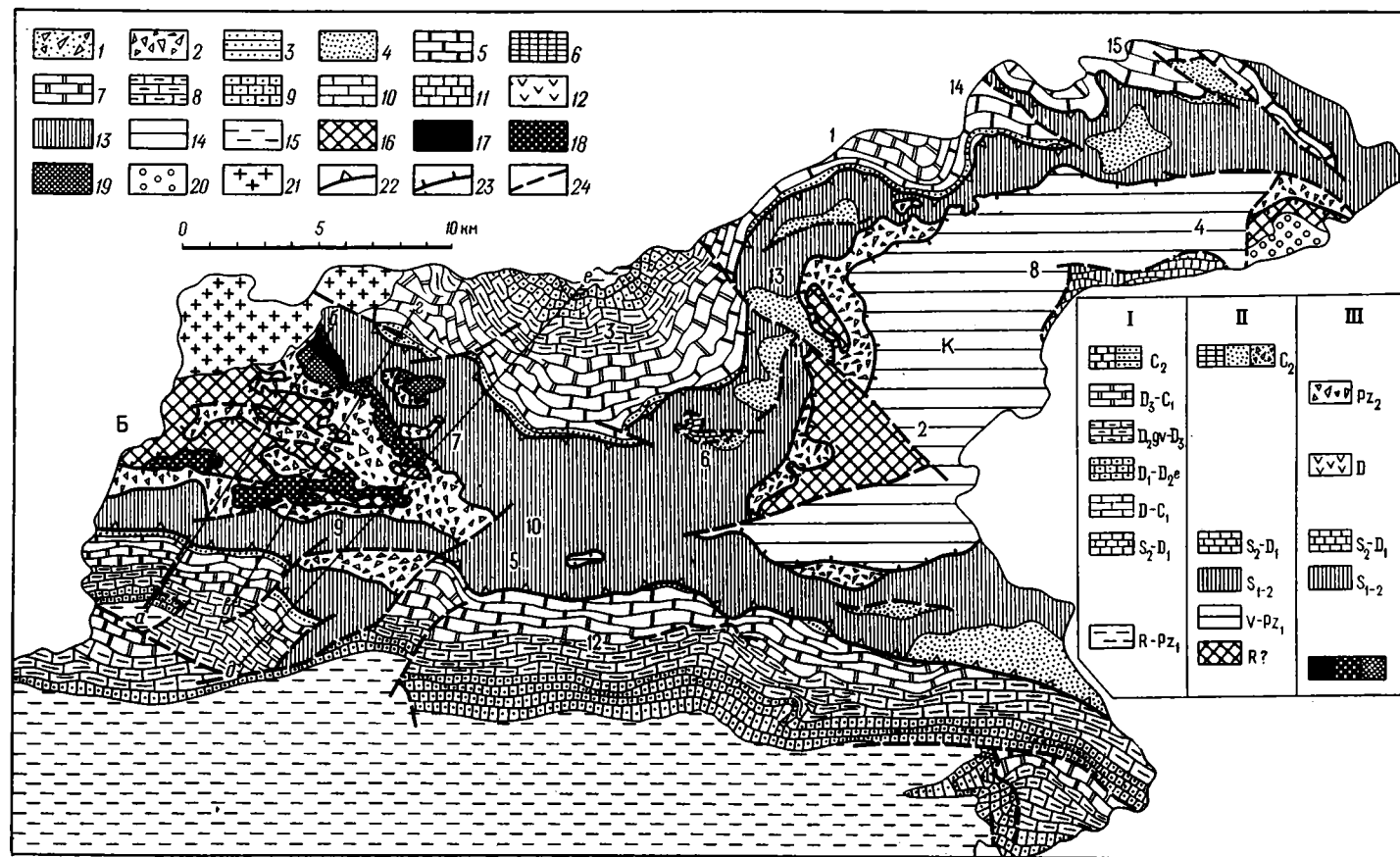


Рис. 13. Схематическая геологическая карта возвышенности Тампытау. Составлена по материалам В. В. Баранова (1965 г.), Е. Т. Кононыхина (1969 г.), Ш. Ш. Сабдушева и др. (1969), П. Н. Подкопаева (1965 г.) и наблюдениям автора

Аллохтонные массы: Б — Басулар, К — Кукудук, 1 — Ажрыты, 2 — Аккудук, 3 — Актау, 4 — Балпактау, 5 — Джаксан, 6 — Джаманкын-тыр, 7 — Дженгелды, 8 — Елмесаши, 9 — Карагас, 10 — Коскудук, 11 — Кынгар, 12 — Мурунтау, 13 — Сарыбулак, 14 — Тамдыбулак, 15 — Шучпактау. Условные обозначения к рис. 13, 14, 15, 16, 19: 1 — геосинклинальные образования варисид и их фундамент, III — эвгеосинклинальные образования, 2 — в эвгеосинклинальном комплексе (C₂), 3 — 4 — фишечные отложения (C₂), 5 — 6 — в геосинклинальных комплексах, 7 — D₁ — C₁, 8 — D₂ — D₃, 9 — D₄ — D₅, 10 — D₆ — D₇, 11 — D₈ — D₉, 12 — вулканогенные отложения (P₂); 13 — 14 — терригенные и вулканогенные отложения (R-P₂); 15 — терригенные отложения (R-P₂); 16 — метаморфические сланцы (R₇); 17 — 19 — комплекс ультрабазитов и габброидов: 17 — ультрабазиты, 18 — серпентинитовый меланж, 19 — габброиды; 20 — верхнепалеозойская моласса; 21 — верхнепалеозойские гранитоиды; 22 — наволок Букан; 23 — прочие наволоки; 24 — более поздние разломы

В более восточных частях Мурунтау подошва аллохтонного комплекса Букан прослежена главным образом по искусственным обнажениям. Наволок параллелен слоистости в автохтоне и имеет наклон от 20 до 40°, а на востоке — до 50°.

В Северном Букантау (рис. 14) подошва буканского аллохтонного комплекса залегает круто, с падением на север. В западной части гор Тубаберген она наклонена под углом 50—60°. Южнее колодца Баймен можно видеть, как на известняки нижнего карбона по надвигу налегает толща известковистых обломочных пород московского яруса, а на последнюю, в свою очередь, шарьированы листоватые сланцы нижнего силура. Залегание пород автохтона и аллохтона параллельное. В толще московского яруса развиты Z-образные складки с амплитудой до 3—5 м, указывающие на движение масс в южном направлении.

В восточной части гор Тубаберген, на меридиане водосборника Кызылкак, залегание слоев автохтона, аллохтона и разделяющей их тектонической поверхности вертикально. Вдоль наволока наблюдаются беспорядочно перемятые и перетертые листоватые сланцы, пронизанные кварцевыми жилами, частично обохренными. Ширина зоны перетертых пород от 15 до 25 м. Западнее родника Ирлир подошва аллохтона залегает почти вертикально, а в районе этого родника она опрокинута к северу. На протяжении 300—400 м в поперечном разрезе можно видеть, как слои автохтона в опрокинутом залегании (песчаники московского яруса внизу, известняки нижнего карбона сверху) налегают на породы аллохтонного комплекса Букан.

Проследивая подошву аллохтонного комплекса вдоль простираения ее линии, в Северном Букантау можно видеть, что она лишь в целом параллельна слоистости в автохтоне и аллохтоне. У линии наволока происходит постепенное тектоническое выклинивание большей части терригенной толщи московского яруса. В результате мощность этой толщи колеблется от 250 м на востоке до 25 м и менее на западе. Аналогичным образом выклиниваются и силурийские породы аллохтона, которые образуют серию линз, вытянутых вдоль наволока (на рис. 14 эти линзы условно объединены в сплошную полосу).

В тектоническом окне Кокпатас (Южный Букантау) подошву аллохтонного комплекса Букан можно видеть на южной оконечности этого тектонического окна. Здесь на криноидные известняки визе, падающие на юго-запад под углом 40°, налегает лимонитизированный тектонит мощностью 50 м. Породы, подвергшиеся раздроблению, опознать не удастся. Выше залегает брекчия, состоящая из обломков песчаников и основных эффузивов. Встречаются глыбы диабазов размером до 2 м, глыбки кремней и мраморов. Глыбы обычно уплощенные, сланцеватый цемент их «обтекает». В 25 м

от подошвы порода приобретает облик раздавленного конгломерата или конгломерато-брекчии. В гальках карбонатных пород из этой толщи известны находки фауны раннего девона и раннего карбона. Мощность толщи — несколько десятков метров.

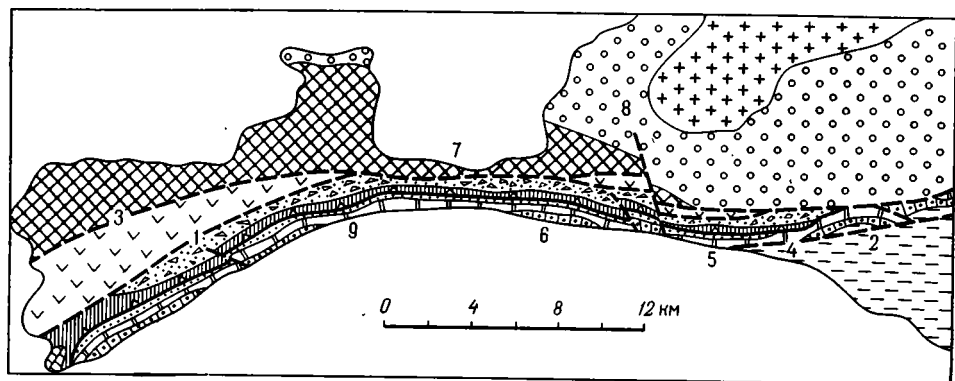


Рис. 14. Схематическая геологическая карта гор Тубаберген и Боздон (Северный Букантау). Составлена по материалам Министерства геологии УзССР и наблюдениям автора

Условные обозначения см. рис. 13.

Обозначения: 1 — Баймен, 2 — Боздон, 3 — Джилбирбай, 4 — Ирлир, 5 — Кулкудук, 6 — Кулкудуктау, 7 — Кызылкак, 8 — Оразлы, 9 — Тубаберген

На возвышенностях Большой Джетымтау и Сангрунтау слои автохтона, аллохтона и разделяющая их тектоническая поверхность залегают в целом параллельно и очень круто. В Сангрунтау местами видно срезание разломом слоев известняков автохтона.

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (КОМПЛЕКС КУЛКУДУК).

К эвгеосинклинальному комплексу Кулкудук мною отнесена толща основных эффузивов среднепалеозойского возраста, развитая в Северном Букантау и Северном Нуратау. В Букантау она представлена спилитами (отчасти миндалекаменными), диабазами и порфиритами, чередующимися с пачками зеленых и красных яшм, туфолов и туфопесчаников. Видимая мощность этой толщи в районе пос. Кулкудук 500 м, в Северо-Западном Букантау она может быть больше. В районе пос. Кулкудук среди этих эффузивов К. К. Пятковым (1967 г.) обнаружено «известняковое тело» со строматопорами среднего девона. В Северо-Западном Букантау, западнее колодца Джильбирбай, вдоль тектонического контакта с метаморфическими сланцами аллохтонного комплекса Тамды протягивается пачка туфов и туфопесчаников с раздавленными и перемятыми линзами кремней и глыбами эффузивов и известняков. В этих известняках Д. Я. Ахбером и мною были встречены криноидеи⁵³, которые, по определению А. Л. Положихиной, подобны формам из раннего девона Кузбасса. Подошву комплекса Кулкудук увидеть не удалось: граница с породами аллохтонного комплекса Букан проходит по позднепалеозойским разломам. Севернее колодца Баймен на эффузивы комплекса Кулкудук надвинуты метаморфические сланцы аллохтонного комплекса Тамды.

В северо-восточной части Букантау, севернее пос. Жюзкудук, обнажена толща туфопесчаников и туфолов диабазового состава (250 м), которая залегает между двумя грядами известняков. В северной гряде найдены силурийские кораллы⁵⁴, а в южной гряде обнаружены фораминиферы⁴⁴ раннего карбона. Так как непосредственные контакты вулканогенной толщи закрыты, могут быть предложены

различные варианты их соотношений с известняками силура и карбона (на рис. 11 принят вариант со стратиграфическими соотношениями, и вулканы отнесены к девону).

В северо-восточной части Тамдытау, южнее колодца Ажрикты и пос. Тамдыбулак, развиты вулканогенные отложения (спилиты, диабазы, порфириды, туфопесчаники). Соотношение этой толщи с терригенными породами силура неясны. Возможно, эти вулканогенные породы являются аналогом вулканитов Северного Букантау.

Породы предполагаемого фундамента эвгеосинклинали — ультрабазиты и габбронды — слагают самостоятельные тектонические пластины, которые либо подстилают, либо перекрывают тектоническую пластину, сложенную варисскими эвгеосинклинальными отложениями. Наиболее полный разрез этого комплекса пород находится в Северном Тамдытау в основании аллохтонного массива Бассумар. Нижняя часть тектонической пластины сложена серпентинитовым меланжем. Он представляет собой серпентинитовую массу, в которой плавают блоки серпентинизированных перидотитов и пироксенитов. Размер блоков различен; обычно они не превышают 0,5 м и вытянуты параллельно подошве тектонической пластины. Мощность серпентинитового меланжа непостоянна, большей частью она равна нескольким десяткам метров, иногда нескольким метрам. На серпентинитовом меланже залегают массивные ультрабазиты, пироксениты, горнблендиты и габбро-амфиболиты. В северной части аллохтонного массива Бассумар (рис. 15, 16, профиль *а—б*) эта тектоническая пластина имеет следующее строение (снизу вверх):

- | | |
|--|-------------|
| 1. Серпентинитовый меланж с блоками серпентинизированных перидотитов и амфиболитов | 50 м |
| 2. Массивные серпентинизированные гипербазиты | 75 м |
| 3. Пироксениты и горнблендиты | 150 м |
| 4. Амфиболитовые габбро | более 150 м |

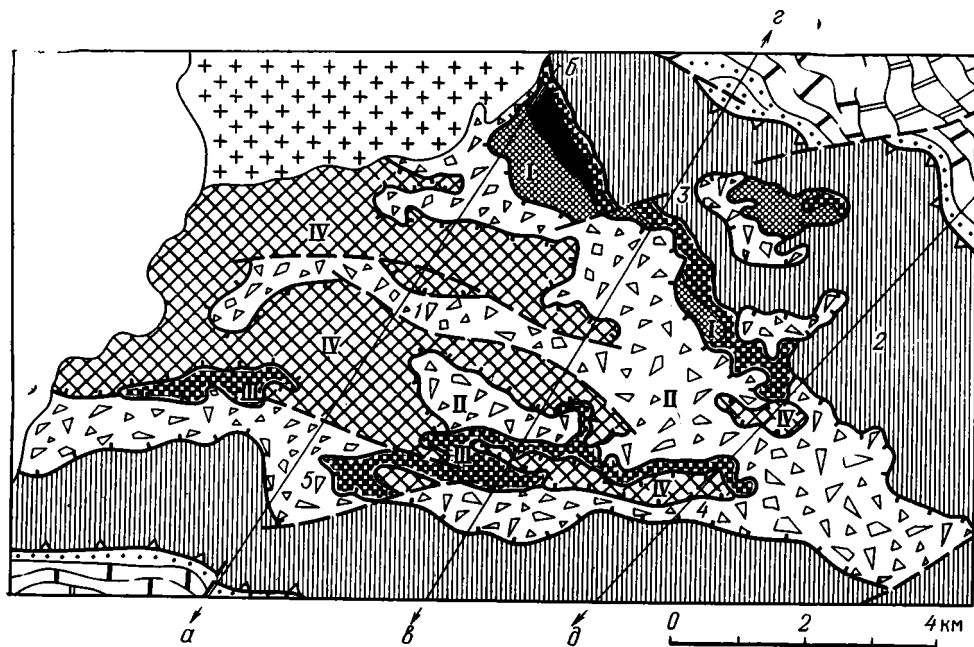


Рис. 15. Схематическая геологическая карта аллохтонного массива Бассумар в Тамдытау

Обозначения: 1 — Бассумар, 2 — Дженгельды, 3 — Карабулак, 4 — Кудукчи, 5 — Тюменбай. I—IV — № тектонических пластин, а—б, в—г, д—е — линии профилей

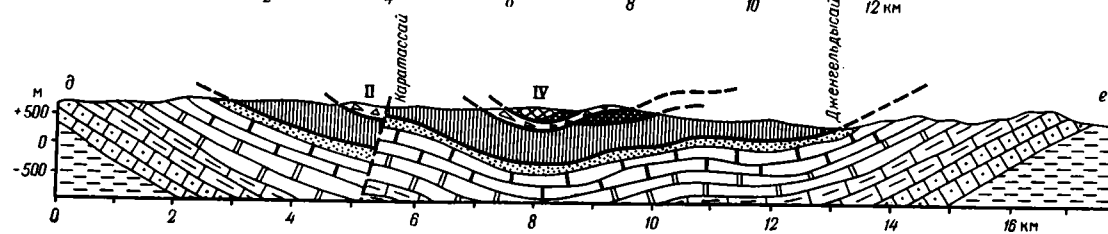
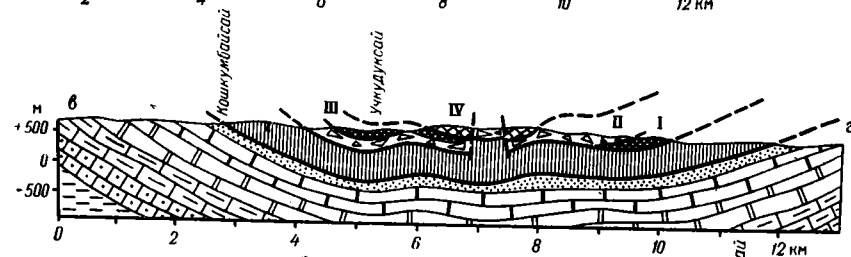
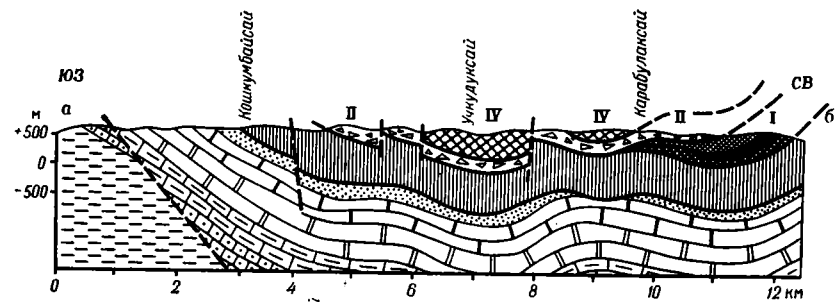


Рис. 16. Геологические разрезы через возвышенность Тамдытау. Линии профилей показаны на рис. 13 и 15. Условные обозначения см. рис. 13. I—IV — № тектонических пластин, показанных на рис. 15

Налегание габброидов на ультрабазиты наблюдается во многих обнажениях. Особенно эффектна небольшая горка, расположенная юго-восточнее родника Карабулак. Подошва габброидов залегает здесь почти горизонтально, что хорошо видно в небольших штольнях, проложенных вдоль контакта.

КОМПЛЕКС ТАМДЫ

Комплекс Тамды состоит из нескольких тектонических пластин, сложенных породами рифея, нижнего палеозоя (и, может быть, среднего палеозоя) и гипербазитами. В Тамдытау этот аллохтонный комплекс слагает два больших массива — Бассумар на западе и Кумкудук на востоке, и несколько небольших тектонических останцов (см. рис. 13, 15, 16).

Рифей (?) представлен учкудуктауской свитой (Сабдюшев, 1969) метаморфических зеленых сланцев. Метаморфические сланцы состоят из кварца, хлорита, эпидота, альбита и амфибола в различных сочетаниях, иногда с гранатом. Видимая мощность в Тамдытау учкудуктауской свиты 600—700 м. К учкудуктауской свите аллохтонного комплекса Тамды мною отнесены также метаморфические зеленые сланцы, развитые в Северном Букантау, на горе Кииктау (в районе возвышенности Большой Джетымтау) и в северо-восточной части Сангрунтау. В Северном Букантау метаморфические сланцы распространены северо-западнее пос. Кумкудук и севернее гор Тубаберген. Сланцы актинолит-эпидот-хлоритовые, актинолит-эпидот-кварцевые, хлорит-эпидот-кордиеритовые, слюдисто-кварцевые содержат прослойки кремней. В Северном Букантау метаморфические сланцы граничат с аллохтонным комплексом Букан большей частью по линии позднепалеозойского разлома. Лишь севернее и северо-западнее колодца Баймен в горах Тубаберген в тектонических чешуях можно видеть метаморфические сланцы, ширьированные на девонские диабазы аллохтонного комплекса Кулкудук. На метаморфических сланцах лежат орогенные образования позднепалеозойского возраста.

Венд и нижний кембрий. Наиболее полный разрез пород рассматриваемого возраста находится на территории аллохтонного массива Кумкудук в Тамдытау. Ш. Ш. Сабдюшевым (1969) этот разрез разделен на три свиты: аккумуляческую, тайманскую и елмесашинскую. В основании видимого разреза залегает аккумуляческая свита, сложенная рассланцованными слюдистыми песчаниками и филлитами с многочисленными линзами кремней и доломитов. Кремни и доломиты, как правило, раздавлены и перемешаны, нередко беспорядочно. Кремни и доломиты в большинстве случаев залегают совместно, образуя линзы мощностью несколько метров, иногда десятки метров. В доломитах встречаются онколиты. Из моих сборов в районе колодца Аккудук З. А. Журавлевой определены азагии докембрийского облика.

Мощность аккумуляческой свиты в разрезе аллохтонного массива Кумкудук может быть оценена в 1 км. Выше в этом разрезе согласно залегает тайманская свита (750 м), сложенная слюдистыми полимиктовыми песчаниками, среди которых отмечены горизонты туфов, прослойки гравелитов и глинистых сланцев. В нижней части этой свиты содержатся азагии⁵⁵, указывающие на вендский или кембрийский возраст вмещающих отложений, а выше обнаружены багряные водоросли⁵⁶, характерные для кембрия. Более высокое стратиграфическое положение в разрезе аллохтонного массива Кумкудук занимает елмесашинская свита. Ее нижняя часть (до 800 м) сложена туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и основными эффузивами. Верхняя часть свиты (800 м) образована слюдистыми существенно кварцевыми полимиктовыми песчаниками и глинистыми сланцами

с линзами и глыбами кремней и доломитов. Нормальные стратиграфические соотношения между вулканогенной и терригенной частями елмесащинской свиты видны в районе колодца Елмесащи. В овраге Джерой среди туфогенных пород находится красивый риф известняков, обнаженная часть которого имеет размеры $100 \times 40 \times 15$ м. Около рифа хорошо виден шлейф из глыб известняка в туфовом цементе. В этом рифовом теле найдены археоциаты⁵⁷ ленского яруса и водоросли, а в отторженцах — пелециподы⁵⁸. В других рифовых телах и глыбах известняков обнаружены кембрийские трилобиты (Сабдюшев, 1969). Возраст образцов спилитов и диабазов из гор Балпантау был определен соответственно в 404 и 368 млн. лет (Аскарлов, 1965). Анализ проводился калий-аргоновым методом по породе; полученные результаты свидетельствуют о том, что эффузивы не моложе указанного возраста.

В горах Балпантау с породами аллохтонного комплекса Тамды граничат известняки (500 м) с фауной позднего лудлона, жединского и кобленцкого ярусов. Эти известняки обычно описывают стратиграфически залегающими на подстилающих отложениях, с гравелитами в основании (Лихачев, 1963; Пятков, 1963 и др.). Полевые наблюдения показали, что контакт известняков тектонический, секущий по отношению к слоистости как известняков, так и терригенно-вулканогенных пород тамдинского аллохтона. На контакте зажата тектоническая линза мощностью до 100 м, сложенная раздробленными пластами известковистых кварцевых гравелитов, окремененных доломитов, туфопесчаников, кремней и других пород. Рассматриваемые известняки находятся в тектоническом блоке, они, столь же вероятно, могут принадлежать к буканскому аллохтонному комплексу или к иной структурной единице.

На возвышенности Окжетпес по периферии одноименного тектонического окна залегают породы аккудукской свиты. В Южном Букантау по периферии тектонического окна Кокпатас также развиты породы, аналогичные отложениям этой свиты. А на удалении от тектонического окна широким распространением пользуются микрокварциты, очень похожие на породы тасказганской свиты автохтона. Сейчас все эти породы объединены в кокпатасскую свиту (Пятков, 1963). Район Южного Букантау слабо обнажен и слабо изучен. Граница между аллохтонным и автохтонным комплексами в Южном Букантау не установлена (на рис. 11 она показана условно). В кокпатасской свите на территории Южного Букантау были обнаружены онколиты, строматолиты и синезеленые водоросли⁵⁹, характерные для протерозоя*.

Рифейские (?) метаморфические сланцы, венд-кембрийские отложения и гипербазиты слагают разные тектонические пластины. Во многих местах можно видеть, что пластина метаморфических сланцев залегает на пластине гипербазитов. Структурное положение пластины венд-кембрийских образований внутри рассматриваемого аллохтонного комплекса остается неясным, так как границы этой пластины с пластиной метаморфических сланцев проходят по молодым разломам.

* Имеются указания на находку в Юго-Западном Букантау, в керне скважины, пройденной по кокпатасской свите, строматопороидей и кораллов плохой сохранности (Лихачев, 1963). Недавно сборы органических остатков на этом участке были повторены Ю. И. Морозовым, а затем мною. В долине Трынамай севернее колодца Джиланды среди микрокварцитов тасказганского облика залегают лепешковидные тела известняков, в которых видны образования, внешне очень напоминающие строматопороидеи. Однако, Л. Н. Большакова определила, что это не строматопороидеи, а К. Б. Корде опознала в них ньюлендии⁶⁰, известные из рифейских толщ Северной Америки и Горной Шории.

Наволоки Тамды является подошвой аллохтонных массивов, сложенных породами рассматриваемого комплекса. Наиболее интересный объект для изучения шарьяжей Центрального Кызылкума — массив Бассумар (см. рис. 15) в Тамдытау. Это определяется ясностью его аллохтонного залегания и относительно слабым проявлением послешарьяжных дислокаций. Массив Бассумар будет рассмотрен поэтому подробнее других объектов.

Массив Бассумар состоит из четырех тектонических пластин.

I тектоническая пластина (I, рис. 15, 16) образована ультрабазитами и габброидами. Она имеет линзовидную форму и не подстилает весь аллохтонный массив. Вдоль северо-восточного края аллохтонного массива эта линза прослежена на 7 км и в поперечном направлении на 5 км. Максимальная мощность пластины 500 м. Подошва пластины большей частью залегает полого, до 20°; лишь местами (см. рис. 16, профиль *a—б*) она наклонена до 50°.

II тектоническая пластина (II, рис. 16, 16) сложена мезивом с глыбами и блоками пород кембрия и, возможно, позднего докембрия. В северо-восточной части аллохтонного массива Бассумар эта тектоническая пластина залегает на I пластине. Наклон подошвы II пластины обычно не превышает 30°. На остальной территории мезива из древних пород лежит непосредственно на силурийских или каменноугольных отложениях аллохтонного комплекса Букал. Вероятно, оно представляет собой тектонически переработанную олистостромовую толщу (прилож. 2, фиг. V—VIII).

Обратимся к южному краю аллохтонного массива Бассумар (см. рис. 16, профиль *a—б*). В районе горы Тюменбайтау под подошвой тамдинского аллохтона залегают туфопесчаники, алевроитовые и глинистые сланцы силура. В песчаных породах четко выражена градиционная слоистость, а местами и косая слоистость, позволяющая надежно определять кровлю и подошву пластов. Вблизи тектонического контакта в этих породах можно видеть сжатую S-флексуру и опрокинутые складки, имеющие амплитуду от 1 до 10 м. По текстурным особенностям пород легко отличаются крылья, имеющие нормальное и опрокинутое залегание. Вергентность складок указывает на южное направление движения материала. Осевые поверхности складок наклонены на север под углом 30—40°. Они примерно параллельны подошве шарьяжа Тамды, с движением которого, вероятно, и связано возникновение этих складок.

Нижняя часть мезива образована глинистыми сланцами с будинами песчаников, глыбами и блоками известняков, известняковых брекчий, кремней, основных эффузивов. Будины песчаников нередко повернуты, а в некоторых горизонтах превращены в тектонические окатыши. Блоки эффузивов и известняков вытянуты параллельно залеганию подошвы аллохтонного комплекса. Все это хорошо видно на склоне горы Тюменбайтау. Вершина этой горы представляет собой большой олистолит плагиигранитов, имеющий 300 м в поперечнике и мощность 50 м. В брекчии, подстилающей гранитоиды горы Тюменбайтау, встречаются небольшие глыбы таких же плагиигранитов, а восточнее этой горы среди мезива можно видеть несколько крупных (20 м и более) глыб плагиигранитов и глыбы известняков и известняковых конгломератов диаметром свыше 10 м. В известняковых глыбах встречаются онколиты. На горе Тюменбайтау в одной глыбе были найдены азалии ленского яруса⁶¹, а севернее колодца Тюменбай в другой глыбе — азалии алданского яруса⁶². Южнее массива Бассумар, к югу от колодца Каратас, расположен небольшой (1×5 км) грабен, в котором

хорошо видно месиво, подобное описанному на горе Тюменбайтау. Здесь также распространены глыбы и блоки кремней и основных эффузивов среди песчано-сланцевой основной массы. Интенсивно тектонически переработанные — давленные и разлинзованные породы II пластины по пологому наволоку граничат с подстилающей песчано-сланцевой толщей верхнего силура, которая лишена следов интенсивной тектонической переработки, т. е. олистострома была шарьирована на эти силурийские породы, будучи уже тектонически переработанной.

Среди месива находится горизонт с олистолитами плагногранитов. На интервале 600 м на продолжении друг друга залегают три блока плагногранитов длиной 70, 25 и 150 м и толщиной соответственно 8, 6 и 12 м. Контакты гранитоидов неинтрузивные. Похоже, что эти блоки представляют собой обжатые будины ранее единого линзовидного тела. В 1 км западнее находится 800-метровый отторженец плагногранитов, подобный описанному на горе Тюменбайтау.

В средней части аллохтонного массива Бассумар расположено большое тектоническое полуокно, а к югу от него — тектоническое окно (см. рис. 16, профиль в—г), в которых из-под более высоких пластин выступает рассматриваемое месиво. В тектоническом окне (1×3 км) обнажены давленные алевролитовые сланцы с невыдержанными мятыми обрывками пластов кремней и линзовидными глыбами кремней, известняков, доломитов, песчаников. Линзы несимметричны, их острые концы ориентированы в южном направлении.

Представляет интерес западное окончание массива Бассумар. Месиво залегает здесь почти горизонтально. Оно сложено сланцами с линзовидными будинами песчаников, округлыми глыбами и линзами известняков. Встречены также линзы серпентинитов. Среди этих пород залегают линзовидные блоки (до 10 м мощности) основных эффузивных пород, частично миндалекаменных. Блоки эффузивов расположены преимущественно на одном уровне. На глыбовом массиве залегает горизонт кремней мощностью первые десятки метров, который можно проследить на расстоянии многих сотен метров. Подошва горизонта кремней тектоническая. Однако решить вопрос: имеем мы здесь дело с самостоятельным тектоническим листом или плоским олистолитом среди олистостромы — представляется затруднительным, так как отсутствуют перекрывающие отложения. Подобные образования широко распространены в северо-восточной части массива Бассумар. Здесь пласты кремней бронируют водоразделы, образуя своеобразный рельеф с горами — останцами, вершины которых образованы пластами пологолежащих кремней, а под ними — месиво из пород кембрия и докембрия. К западу и северо-западу от колодца Дженгельды расположены небольшие тектонические останцы месива, лежащие на толще песчаников и глинистых сланцев силура. Залегает подошва шарьяжа здесь почти горизонтально.

В северной части массива Бассумар (см. рис. 15, профиль в—г) на склоне, обращенном на север, можно видеть следующую картину. Водораздел бронирован пластиной кремней мощностью 15 м. Пластина имеет пережимы — недоразвитые будины. Под кремнями лежат раздавленные алевритовые сланцы с обжатыми будинами или глыбами песчаников и кремней. Мощность некоторых из них достигает 10 м. Будины несимметричные. Их острые концы обращены на юг, указывая на южное направление течения материала. Напряженность тектонического воздействия возрастает в направлении сверху вниз по разрезу. В верхней части толщи сланцеватость линейная, включения имеют линзовидную форму; ниже сланцеватость мятая, появляются окатыши. У самой подошвы рассматриваемой тектонической пластины среди месива залегает отторженец габброидов, размеры которого бо-

лее 300 м. И габброиды и глыбовое месиво подстилает тонкий лист серпентинитового меланжа (I пластина), мощность которого местами сокращается до нескольких метров. Западнее рассматриваемая тектоническая пластина налегает на габброиды, так что присутствие отторженца габброидов в ее нижней части может быть объяснено «эффектом бульдозера» — захватом в процессе движения.

Непосредственно к западу от профиля *a—б* (см. рис. 15) под подошвой II пластины можно видеть сильно раздробленное габбро, которое в своей верхней части превращено в грубослоистый сланец. Габбро рассланцовано параллельно наволоку.

Значительным распространением в пределах описываемого месива пользуются основные вулканогенные породы — как лавы, так и туфы. Наряду с глыбами и блоками среди месива, подобными упоминавшимся выше, вулканисты образуют также тектонические листы, которые можно проследить на расстоянии 1—2 км. Глыбы и блоки вулканитов повсеместно залегают лишь в верхней части месива, а тектонические листы вулканитов — на глыбовом месиве. В грабене южнее колодца Каратас в основании такого тектонического листа эффузивов И. А. Поникленко были найдены (в рифогенных известняках) трилобиты ленского яруса.

III тектоническая пластина сложена серпентинизированными ультрабазитами. По сути дела, это не пластина, а серия тектонических линз, залегающая в основании шарьяжа метаморфических сланцев.

IV тектоническая пластина сложена метаморфическими сланцами учкудуктауской свиты. Мощность пластины превышает 500 м. В истоках Дженгельдыся (см. рис. 16, профиль *д—е*) на ультрабазитах видимой мощностью 50 м залегает выклинивающая пластина, сложенная месивом из кембрийских пород (II пластина), а выше — частью на месиве, частью непосредственно на ультрабазитах I пластины лежат метаморфические сланцы IV пластины. Подошва метаморфических сланцев залегает очень полого (10—15°), а метаморфическая полосчатость наклонена под углом 60°. Южнее, в бассейне Учкудукская, на том же профиле, подошва IV пластины наклонена под углом 30—40°, серпентиниты под подошвой метаморфических сланцев имеют мощность 10—15 м.

При налегании на серпентинитовый меланж или на пластичное месиво метаморфические сланцы сохраняют свое массивное сложение, их подошва четкая, отторженцы метаморфических сланцев среди месива отсутствуют. В северной части тектонического окна на профиле *в—г* (см. рис. 16) удалось увидеть иную картину. Здесь кровля месива образована мощным пластом кремней, на котором и залегают метаморфические сланцы IV пластины. В этом случае метаморфические сланцы представляют собой тектонически рассланцованную породу, среди которой встречаются обжатые блоки, похожие на будины. Мощность такого тектонита около 25 м. Залегание метаморфической полосчатости и подошвы тектонической пластины здесь параллельное и очень пологое.

Небольшое (250 x 300 м) тектоническое окно расположено на левобережье Учкудукская около профиля *в—г* (см. рис. 16). Здесь, при горизонтальном залегании можно видеть следующий разрез. «Дно» тектонического окна сложено месивом из венд-кембрийских пород. Выше лежит 15-метровая пластина (III) серпентинитов, а на них — метаморфические сланцы IV пластины. Эффектно выглядит также 500-метровый останец метаморфических сланцев, который слагает водораздельную гряду западнее профиля *а—б* (в 2 км к северо-западу от колодца Бас-сумар). Метаморфические сланцы налегают на месиво, образующее II пластину. Подошва метаморфических сланцев горизонтальна, она хоро-

шо обнажена. Подстилающие породы разлинзованы и рассланцованы. Этот процесс лишь местами затронул метаморфические сланцы на глубину 1—2 м. В подстилающем месиве глыбы метаморфических сланцев не встречены.

Массив Кумкудук (см. рис. 13). Подошву этого массива можно видеть в бассейне Сарыбулакская и южнее поселков Тамдыбулак и Аж-рикти. Восточнее родника Сарыбулак и южнее колодца Кынгыр в основании аллохтонного массива залегает тектонический лист, образованный месивом, состоящим из давленных глинистых сланцев с обрывками пластов песчаника и известняка, глыбами перемятых кремней и габброидов. Диаметр некоторых глыб достигает нескольких метров. Мощность месива менее 100 м. Выше лежат метаморфические сланцы учкудуктауской свиты. Подошва пластины метаморфических сланцев хорошо видна южнее колодца Кынгыр. Здесь расположен почти полностью отделенный клиппен метаморфических сланцев (300 x 300 м). Его подошва горизонтальна, она неровная и несогласная по отношению к метаморфической полосчатости в сланцах. В последних иногда можно видеть мелкую складчатость, причем шарниры таких складок наклонены по падению слоев. Восточнее родника Сарыбулак подошва аллохтонного массива залегает полого, на меридиане пос. Тамдыбулак она наклонена на юг под углом 30°.

В Южном Букантау подошву аллохтонного комплекса Тамды можно видеть к югу и к востоку от тектонического окна Кокпатас. На южном участке, в долине Кокпатассая, на тонкий лист пород буканского аллохтона шарьированы метаморфические сланцы. На метаморфических сланцах (50 м) лежит толща песчаников с горизонтами кремней и прослоями доломитов — аккудукская свита. У северо-восточного края тектонического окна Кокпатас, северо-западнее горы Карашохо, можно видеть трехслойный шарьяж. На визейские известняки шарьированы обохренные и раздробленные породы, среди которых местами можно узнать туфогравелиты (30 м). На них, в свою очередь, шарьированы альбит-эпидотовые и альбит-хлоритовые сланцы (80 м). Все породы залегают в целом параллельно наволокам и слои наклонены под углом 40°. На метаморфические сланцы по горизонтальной поверхности наволока налегает толща окремненных онколитовых доломитов и плитчатых кремней. Слои доломитов залегают круто, они подрезаны наволоком. Тонкий тектонический лист, сложенный вулканотерригенной пачкой пород, по-видимому, принадлежит к аллохтонному комплексу Букан, более высокие части описанного разреза относятся к тамдинскому аллохтонному комплексу. Кровля известняков автохтона прослежена горными и геофизическими работами на значительное расстояние в стороны от тектонического окна Кокпатас. Залегание подошвы аллохтона, судя по результатам этих работ, почти горизонтальное. Вблизи наволока встречены линзы серпентинитов. Породы аккудукской свиты вблизи тектонического окна интенсивно перемяты. Преобладает вергентность складок в южном направлении.

У края тектонического окна Окжетпес подошва аллохтонного комплекса Тамды хорошо видна в горных выработках на юго-западном склоне возвышенности Окжетпес. Она представляет собой зону (более 30 м) раздробленных и обохренных пород, пронизанных кварцевыми жилами. Наволок имеет наклон 40—60° на юго-запад. Аллохтонный комплекс Тамды по периферии тектонического окна представлен аккудукской свитой. Между породами аккудукской свиты и известковистыми обломочными породами московского яруса залегает тектоническая пластина (150 м), сложенная неизвестковистыми песчаниками силурийского облика. Ее подошва также отмечена зоной дробленных и обохренных пород мощностью более 20 м. Направляется аналогия с тектоническим окном Кокпатас, где под подошвой аллохтонного комп-

лекса Тамды залегает тонкий тектонический лист пород буканского аллохтона.

В Северном Букантау граница аллохтонных комплексов Тамды и Кулкудук большей частью проходит по позднепалеозойскому разлому. Лишь в бассейне Байменсая в горах Тубаберген можно видеть налегание метаморфических сланцев комплекса Тамды на девонскую диабазово-кремнистую толщу. Залегание вулканитов, метаморфических сланцев и поверхности наволока параллельное, крутое. На контакте видны раздробленные кремни и раздавленные диабазы; мощность зоны тектонита 2—4 м.

В Кииктау и Сангрунтау подошва аллохтонного комплекса Тамды не обнажена.

НУРАТИНСКИЙ СЕКТОР

В Нуратинском секторе (рис. 17—19), по сравнению с Центральным Кызылкумом, появляется новая структурная единица — варисская миогеосинклиналь Срединного Тянь-Шаня. Другие структурно-формаци-

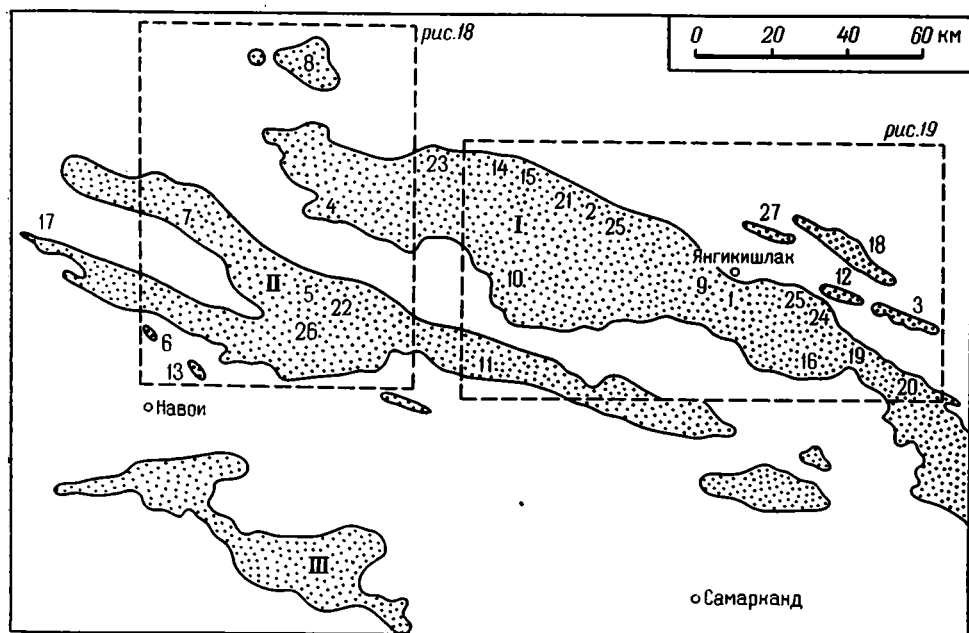


Рис. 17. Нуратинский сектор

Массивы палеозойских и допалеозойских пород: I — Северо-Нуратинский, II — Южно-Нуратинский, III — Зирабулак-Жизетдинский. Обнажения: 1 — Андреевское, 2 — Андыген, 3 — Балыклы, 4 — Басрагата, 5 — Бахиль, 6 — Бокубай, 7 — Газган, 8 — Дарбаза, 9 — Даристанская синклиналь, 10 — Джалпак, 11 — Джультаали, Кудуксай, 12 — Егербели, 13 — Калканата, 14 — Каракудуксай, 15 — Кескансай, 16 — Койташская синклиналь, 17 — Кокча, 18 — Пистали, 19 — Сарымсаклы, Сулукли, 20 — Сасык, 21 — Сентябрьсай, Сопсай, Хиссар, 22 — Тахку, Храк, 23 — Укансай, 24 — Устахан, 25 — Ухум, Чоголоксай, 26 — Шалдараксай, 27 — Ханбанды

онные комплексы пород Нуратинского сектора хорошо коррелируются с комплексами Центрального Кызылкума и будут описаны под теми же названиями.

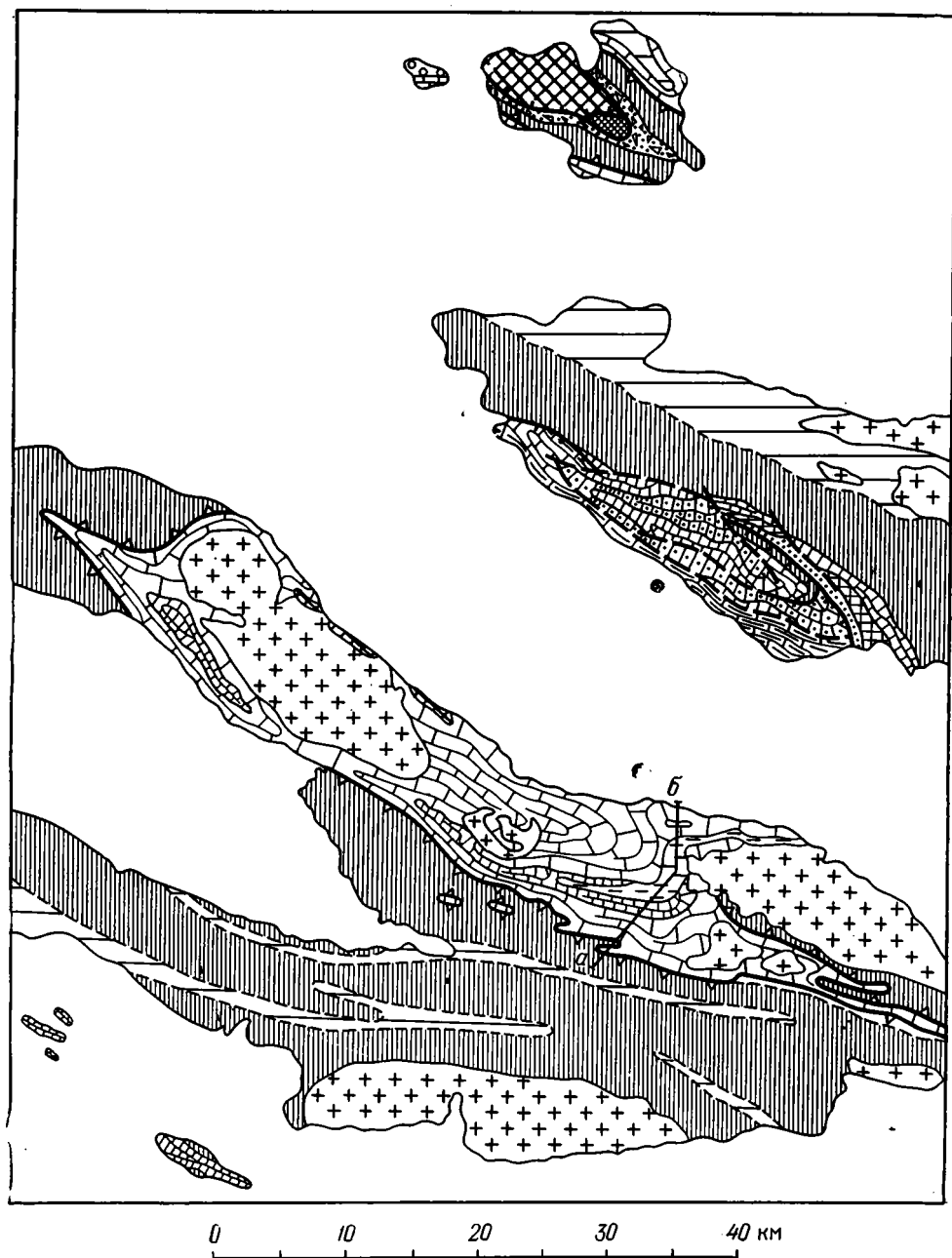


Рис. 18. Схематическая геологическая карта западной части Нуратинского сектора.
Составлена по материалам Министерства геологии УзССР и наблюдениям автора.
Условные обозначения см. рис. 13

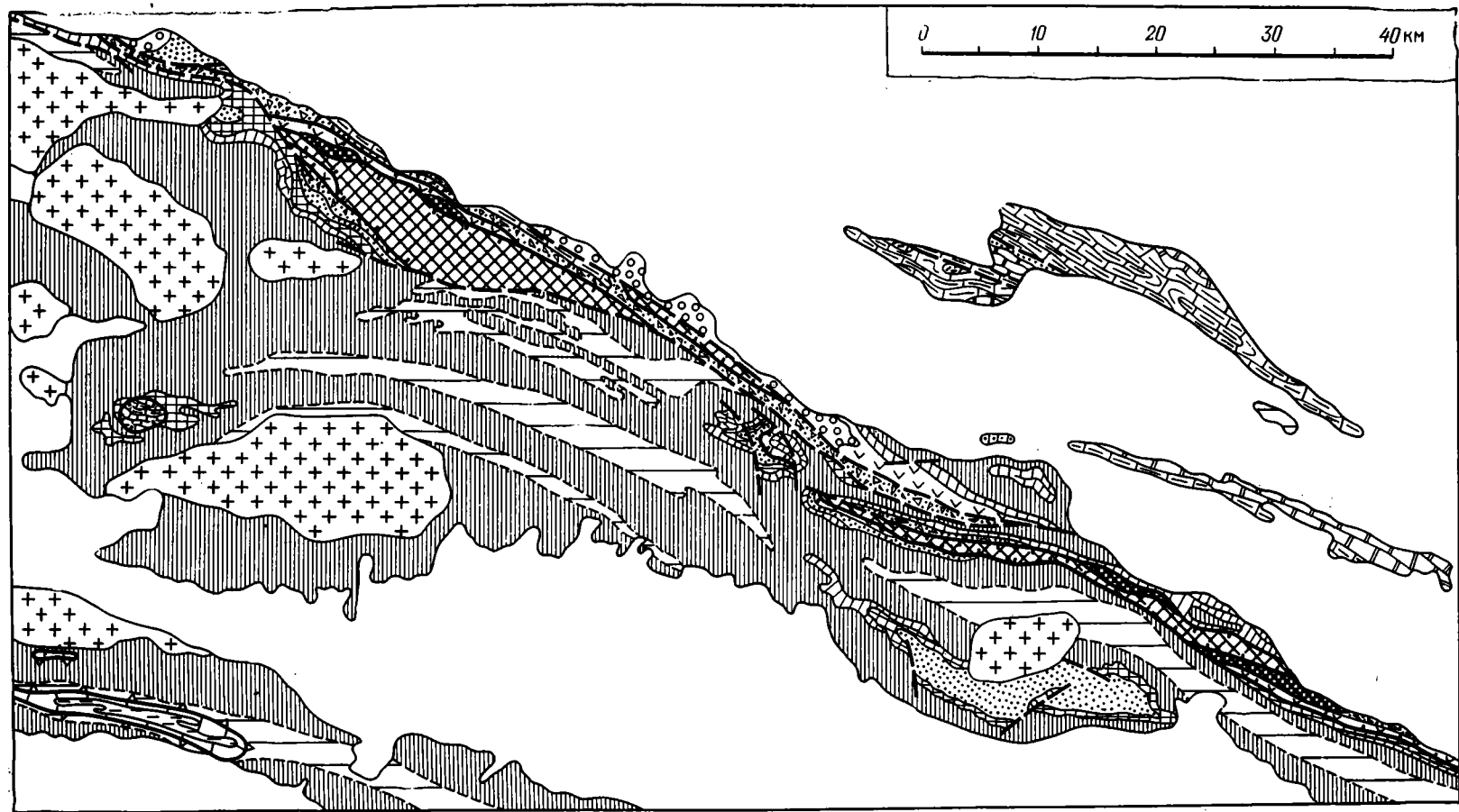


Рис. 19. Схематическая геологическая карта восточной части Нуратинского сектора. Составлена по материалам Министерства геологии УзССР и наблюдениям автора. Условные обозначения см. рис. 13

Северная миогеосинклиналь

Породы этой зоны слагают северные предгорья хр. Северный Нуратау — горы Ханбанды, Пистали, Балыкли, Егербели (см. рис. 11, 17). Северная миогеосинклиналь Кызылкума — это западное продолжение варисской миогеосинклинали Срединного Тянь-Шаня. Многие исследо-

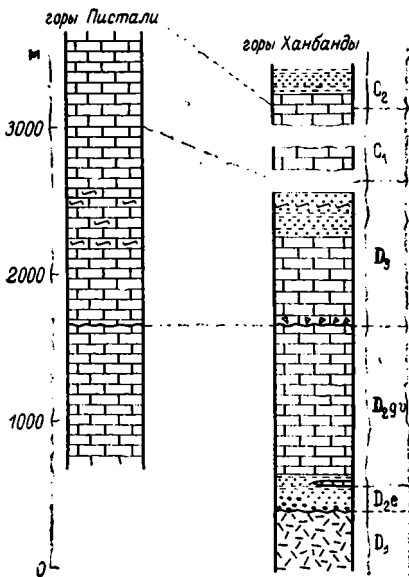


Рис. 20. Стратиграфические колонки отложений северной миогеосинклинальной зоны в Нуратинском секторе. По П. Н. Подкопаеву (1961 г.) и К. А. Набиеву (1971 г.). Условные обозначения см. рис. 12

ватели считают, что южную границу Срединного Тянь-Шаня следует проводить в северных предгорьях Северного Нуратау или вблизи от них (Арипов, 1969). Недавно получены геофизические материалы о непосредственной связи структур этого района с Кураминским хребтом (Гарьковец, 1970). Весьма веским доводом для отнесения рассматриваемого района к Срединному Тянь-Шаню служит толща кислых вулканитов, вероятно, девонского возраста, которая залегает в разрезе гор Ханбанды. Такие породы девонского возраста известны в Срединном Тянь-Шане и не встречаются в Южном Тянь-Шане.

Девон. Толща кислых туфов и туффигов девонского возраста находится в основании видимого разреза гор Ханбанды (рис. 20). На туфах трансгрессивно лежит пачка обломочных пород невыдержанного состава мощностью от 110 до 250 м. В западной части гор Ханбанды она представлена чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов

и аргиллитов. Среди обломков много туфов, а также кремней. В восточной части гор Ханбанды появляются прослои доломитов и известняков; здесь обнаружены брахиоподы и кораллы, свидетельствующие о живетском или эйфельско-живетском возрасте отложений⁶³. Более высокое положение в разрезах гор Ханбанды и Пистали занимает толща известняков (до 1000 м), в разных частях которой встречены брахиоподы живетского яруса⁶⁴. В горах Егербели в основании видимого разреза находятся доломиты и известняки (150 м) с кораллами раннего — среднего девона.

В горах Ханбанды на породах живетского яруса с размывом лежат известняковые брекчии и известняки с брахиоподами франского яруса⁶⁵ мощностью от 300 до 600 м. Верхняя часть этого разреза франского яруса сложена чередующимися алевролитами, кремнями, песчаниками, конгломератами и известняками с брахиоподами верхнефранского подъяруса⁶⁶, — мощностью более 300 м. В горах Пистали франские отложения также залегают на подстилающих породах с перерывом. Франский и фаменский ярусы представлены здесь мощной толщей известняков (до 1500 м) с брахиоподами, амфипорами и строма-топорами франского яруса⁶⁷; в верхней части этой толщи найдены фораминиферы фаменского яруса⁶⁸.

В горах Балыкли в основании видимого разреза находятся известняки франского яруса (100 м), с брахиоподами, кораллами, криноидея-

ми, строматопорами и водорослями⁶⁹. Выше лежат известняками (более 600 м) с фораминиферами девон-раннекаменноугольного возраста. Известняки верхнего девона с амфипорами и фораминиферами распространены также в горах Егербели.

Карбон. В северо-восточной части гор Пистали на девонских породах с перерывом залегает толща известняков турне мощностью до 1300 м. Турнейская фауна обнаружена в разных частях этой толщи, в ее верхней части обнаружены брахиоподы позднего турне⁷⁰. Известняки турне распространены также в горах Балыклы. Более высокое стратиграфическое положение, по данным К. А. Набиева (1969), занимают песчанистые известняки с брахиоподами и фораминиферами вize видимой мощностью 150 м, обнаженные в горах Ханбанды. В горах Балыклы известняки с многочисленными брахиоподами позднего вize имеют мощность около 200 м. Между горами Ханбанды и Пистали известны изолированные обнажения известняков с брахиоподами намюра и фораминиферами верхнебашкирского подъяруса.

Верхним членом разреза автохтона является известняково-терригенная толща московского яруса, обнаженная между горами Ханбанды и Пистали. Видимая мощность этих отложений 100—150 м; в них обнаружены фораминиферы подольского горизонта⁷¹.

Таким образом, в северных предгорьях Северного Нуратау развиты отложения, с весьма полным карбонатным разрезом среднего — верхнего девона, нижнего и среднего карбона, обычным для миогеосинклинальных образований Тянь-Шаня и Кызылкума. В основании разреза здесь залегают кислые вулканиты, возраст которых наиболее вероятен в интервале ранний девон — эйфельский ярус. Такой тип миогеосинклинального разреза среднего палеозоя распространен в Чаткало-Кураминском районе Срединного Тянь-Шаня.

Южная миогеосинклиналь

Породы южной миогеосинклинали на территории Нуратинского сектора видны в большом тектоническом окне Дебелянд в хр. Южный Нуратау. К югу от Нуратинских хребтов миогеосинклинальный разрез варисцид описан (Барковская, 1966) в Зирабулакских горах.

Тектоническое окно Дебелянд (см. рис. 18) имеет в длину около 120 км, при максимальной видимой ширине около 15 км. Миогеосинклинальные образования в пределах этого окна слагают горы Пашат, Бахиль, Храк, Джультаали и многочисленные Актау. В основании видимого разреза (см. VI, рис. 12) западные горы Тахку обнажены метаморфические сланцы видимой мощностью 200 м. Сланцы биотитовые, кварц-биотитовые, биотит-гранатовые, кордиеритовые, андалузитовые, силлиманитовые. На метаморфических сланцах лежит мощная толща карбонатных пород среднего палеозоя. В основании среднепалеозойского разреза находится горизонт обломочных пород, который присутствует не повсеместно. Наиболее полно он представлен в районе с. Газган на северо-западе Южного Нуратау. Это — чередование известковистых конгломератов, гравелитов, песчаников, серицито-глинистых сланцев и известняков видимой мощностью несколько сот метров. В породах содержатся криноидеи, указывающие на их позднесилурийский или девонский возраст⁷². Восточнее, в долине Дарасая, рассматриваемая толща представляет собой чередование доломитов, известняков и конгломератов; последние состоят из раздавленных галек известняков и нераздавленных галек кремней в карбонатном цементе.

Выше по разрезу лежит 1000-метровая толща мраморизованных известняков, среди которых встречены линзы корундов и наждаков. В нижней части этой толщи обнаружены криноидеи, кораллы, амфипоры и строматопоры девонского возраста⁷³. В верхней части разреза

найлены криноидеи раннего карбона⁷⁴. Сравнение этого разреза с разрезом автохтона Центрального Кызылкума позволяет предполагать, что 1000-метровая толща мраморизованных известняков в тектоническом окне Дебелянд включает в себя отложения девона, нижнего карбона, башкирского яруса, а, возможно, и части московского яруса.

Наиболее южные выходы варисских миогеосинклинальных образований в пределах Нуратинского сектора известны в Зирабулакских горах (см. VII, рис. 12). В целом структура Зирабулакских и Зиаэтинских гор не расшифрована. В частности, неясны тектоническая позиция силурийских терригенных отложений, возраст и условия формирования тымской свиты и др.

Миогеосинклинальные образования в аллохтонном залегании

На южном склоне хр. Северный Нуратау расположены два крупных аллохтонных массива — Джалпак и Басрагата, сложенные миогеосинклинальными отложениями среднего палеозоя (см. рис. 18—19). Массив Джалпак расположен в средней части хребта и имеет размеры 3×4 м. Массив Басрагата находится вблизи западного окончания хребта; обнаженная часть этого массива занимает площадь 35×7 км. Оба массива надвинуты на среднекаменноугольные отложения геосинклинального комплекса Букан, причем массив Джалпак несомненно является бескорневым останцом.

В основании стратиграфических разрезов обоих массивов залегают терригенные и терригенно-карбонатные отложения венлока (см. IX, рис. 12). Нижняя часть разреза лудлова сложена песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с граптолитами, а верхняя часть — известняками с брахиоподами и кораллами⁷⁵. Мощность лудловских отложений около 300 м.

Нижний девон в массиве Джалпак представлен доломитами и известняками с брахиоподами и табулятами⁷⁶, — видимая мощность более 400 м. В массиве Басрагата видимая мощность карбонатных пород нижнего девона, по данным А. И. Кима (1969 г.), достигает почти 1000 м. В нижней части этого разреза многочисленны линзы и прослои кремней. Комплекс ископаемой фауны аналогичен фауне, обнаруженной в породах массива Джалпак.

Известняки с фауной эйфельского яруса известны лишь в разрезе массива Басрагата (100 м). Известняки с брахиоподами живетского яруса⁷⁷ имеют в этом массиве видимую мощность около 150 м, карбонатные породы франского яруса — 450 м; известняки нижнего карбона находятся в изолированном обнажении. В массиве Джалпак отложения живетского яруса, верхнего девона и нижнего карбона присутствуют в пределах нерасчлененной толщи карбонатных пород. В северо-западной части массива Басрагата, по данным К. А. Набиева (1969, 1971 гг.), на девонские породы трансгрессивно налегают известняки позднебашкирского — раннемосковского возраста.

Подосва массива Басрагата видна в горах Себай. На известняки с фораминиферами среднего карбона здесь налегает 300-метровая толща известковистых песчаников и глинистых сланцев московского яруса. В последней обнаружены растительные остатки (А. И. Ким и Н. М. Ларин, 1969 г.). Песчаники слагают многочисленные раздавленные будины среди сланцев. В этой же толще можно видеть линзы и гнезда брекчий, состоящей из обломков кремней и известняков, встречаются глыбы кремней диаметром до 2 м. Выше по разрезу расположена тектоническая линза мощностью около 50 м. Нижняя часть линзы сложена листоватыми глинистыми сланцами, в которых удалось обнаружить граптолиты, а ее верхняя часть — тонкорассланцованными

известняками. На эти породы по тектоническому контакту налегают известняки лудлова; вверх по разрезу они согласно сменяются девонскими известняками.

Массив Джалпак окружен подстилающими отложениями среднего карбона со всех сторон. У северного края массива его подошва наклонена под углом от 30 до 70°. Южнее кишлака Обай можно видеть, что известковистые алевроитовые и глинистые сланцы московского яруса собраны в мелкие изоклинальные складки. Среди сланцев заключены обжатые будины известковистого песчаника и известняка. На эти породы тектонически налегает толща (200 м), сложенная кварцевыми песчаниками и алевролитовыми сланцами нижнего силура. Породы сложно перемяты и будинированы. Выше залегают девонские известняки. Отчетливо видны утыкание слоев терригенных и карбонатных пород в тектоническую границу между ними и карманы глубиной до 5 м.

ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (КОМПЛЕКС БУКАН)

Породы комплекса Букан занимают большую часть площади Нуратинского сектора. В основании видимого стратиграфического разреза лежат метаморфические сланцы с прослоями кварцитов и углисто-

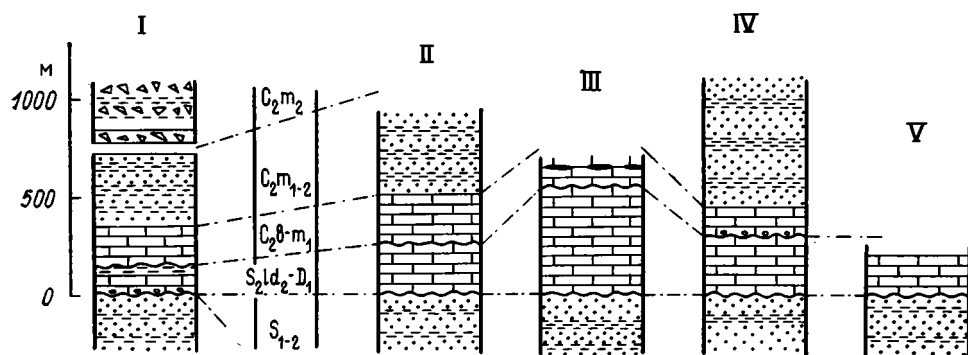


Рис. 21. Стратиграфические колонки отложений геоантиклинального комплекса Букан в Нуратинском секторе

I — р. Сентябсай на северном склоне хр. Северный Нуратау (по К. К. Пяткову, 1966 г. и наблюдениям автора); II — Даристанская синклиналь на северном склоне хр. Северный Нуратау (по П. Н. Подкопаеву, 1965 г. и Е. В. Чукарову, 1968 г.); III — район пос. Сулукли и Джизак на северном склоне хр. Северный Нуратау (по М. М. Посоховой, 1968 г.); IV — Койташская синклиналь на южном склоне хр. Северный Нуратау (по М. Н. Соловьевой, 1963 г.); V — хр. Южный Нуратау (по Ю. И. Лошкину, 1969 г.). Условные обозначения см. рис. 12

кварцевых сланцев. Они распространены в северо-западной части Северного Нуратау. Имеются попытки параллелизовать эти породы с рифейскими отложениями Центрального Кызылкума. Нижний палеозой представлен в Нуратинском секторе карбонатно-терригенной толщей с граптолитами ордовика (Абдуазимова, 1969; Палеозой..., 1965). Силур развит широко. Это — мощная толща глинистых сланцев, песчаников и алевролитов, в которой обнаружены многочисленные граптолиты лландовери, венлока и раннего лудлова (Лошкин, 1969; Палеозой..., 1965 и др.). На терригенных породах лландовери и венлока трансгрессивно лежат карбонатные отложения верхнего лудлова, нижнего девона и среднего карбона (рис. 21).

Верхний лудлов и нижний девон. На северном склоне хр. Северный Нуратау, западнее пос. Сулукли, на терригенные отложения нижнего силура налегают известняки и алевроитовые сланцы с граптолитами и брахиоподами лудловского яруса⁷⁸ мощностью около 300 м. Выше лежат известняки с раннедевонскими кораллами⁷⁹, неполная мощность которых около 250 м. В разрезах Даристанской и Койташской синклинальных складок известняки с брахиоподами и кораллами позднего

лудлова и раннего девона⁸⁰ имеют мощность до 300 м. В долинах Сентябсая и Сопсая известняки (300 м) с кораллами, брахиоподами и строматопорами позднего лудлова — раннего девона залегают на подстилающих терригенных породах с небольшим несогласием и кварцевыми гравелитами в основании. Мощность базальных гравелитов в долине Сентябсая — 1 м, по Каракудуксаю — 5 м, в долине Кескансая — 20 м. Далее на северо-запад, в долине Укансая, И. А. Бродским (1966 г.) описан разрез рассматриваемых отложений, в котором пудинги, гравелиты и песчаники имеют мощность до 400 м. Выше лежат известняки и доломиты с амфипорами — 450 м. Известняки лудлова — нижнего девона распространены также на южном склоне хр. Северный Нуратау и в предгорьях южного склона Южного Нуратау — на возвышенностях Кокча, Бокубай и Қалканата. Здесь на терригенных отложениях нижнего силура залегают известняки с амфипорами мощностью 200—250 м.

Средний карбон. Среднекаменноугольные отложения трансгрессивно залегают на различных горизонтах среднего палеозоя. В западной части хр. Северный Нуратау в разрезе Койташской синклинали среднекаменноугольные отложения налегают на сланцы и песчаники силура, а в западной части этой синклинали — на доломитизированные известняки нижнего девона. В основании разреза находится горизонт обломочных пород — известняковых конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов — мощностью до 12 м. Выше залегают известняки мощностью до 100 м с фораминиферами каравшинского горизонта верхнебашкирского подъяруса⁸¹. В верхней части этого горизонта присутствуют прослои аллитовых пород. С перерывом, охватывающим верейское время, на породах каравшинского горизонта залегают известняки мощностью от 20 до 40 м с фораминиферами каширского горизонта нижнемосковского подъяруса⁸². На северном склоне хребта, в его западной части, протягивается узкая гряда известняков с фораминиферами среднекаменноугольного возраста. Интересно присутствие в этих известняках выклинивающегося горизонта бокситов. В разрезе Даристанской синклинали, южнее пос. Янгикишлак, известняки с фораминиферами верхнебашкирского подъяруса и каширского горизонта налегают (с базальными конгломератами и гравелитами в основании) на известняки нижнего девона. Мощность башкирско-нижнемосковских отложений в Даристанской синклинали около 250 м. В долине Сентябсая известняки с хориститами и фораминиферами⁸³ среднего карбона имеют мощность более 200 м.

На южном склоне Северного Нуратау среднекаменноугольные отложения подстилают аллохтонные массивы Джалпак и Басрагата. Нижняя часть среднекаменноугольного разреза здесь также сложена карбонатными породами с фораминиферами⁸⁴. В южном Нуратау каменноугольные отложения комплекса Букан известны лишь в горах Кокча: нижняя часть видимого разреза (150 м) представлена известняками и доломитами с фораминиферами башкирского яруса, а верхняя пачка (20 м) содержит фораминиферы верейского горизонта московского яруса⁸⁵.

Верхним членом разреза буканского типа является толща терригенных пород московского яруса. Она сохранилась лишь в Северном Нуратау — в мульдах Койташской и Даристанской синклиналей, в районе пос. Андреевка, в долине Сентябсая и в горах Себай. Это толща ритмично чередующихся терригенных пород — аргиллитов, алевролитов и песчаников. В Койташской синклинали из этой толщи определена флора⁸⁶, а в разрезе Даристанской синклинали, южнее пос. Янгикишлака, обнаружены фораминиферы московского яруса⁸⁷. Отпечатки растений встречаются также в породах горы Себай. Мощность терригенных пород московского яруса в Даристанской и Койташской синклиналях более 500 м, в долине Сентябсая — 400—450 м, в горах Себай — более 300 м.

Наволоок Букан на территории Нуратинского сектора выведен на поверхность в тектоническом окне Дебелянд. Это окно представляет собой ядро большой антиформной складки (рис. 22). В верховьях Шарлакская можно видеть налегание глинистых сланцев силура на мраморы карбона на южном крыле этой антиформной складки. Залегание пород карбона, силура и тектонического контакта между ними крутое. Видна небольшая почти изоклиальная антиформная складка, в ядре которой залегают мраморы, а на них — силурийские сланцы (рис. 22). На левом

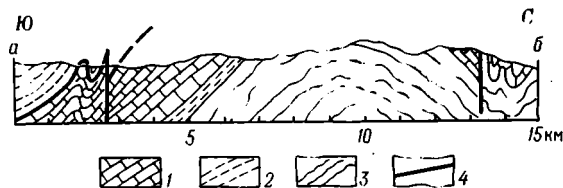


Рис. 22. Геологический разрез тектонического окна Дебелянд через горы Храк и Бахиль вдоль долин Дарасай и Амдарсай (по линии *аб* на рис. 18)
1 — девон и нижний карбон; 2 — силур; 3 — венд и кембрий; 4 — разломы

борту Шалдаракская в интервале 500 м наволоок Букан совместно с породами автохтона и аллохтона меняет залегание от нормального (угол 70°), через вертикальное, до опрокинутого под углом 30° . Силурийские сланцы около тектонического контакта в интервале 20 м совершенно раздавлены и ожелезнены в полосе шириной около 40 м.

Отчетливое антиклинальное строение имеет северо-западное окончание тектонического окна Дебелянд. Облекание каменноугольных пород нижнепалеозойскими отложениями и надвиг на границе между ними были здесь недавно описаны К. К. Пятковым (1970). Наволоок Букан наклонен в указанном районе под углом от 45° до 60° . Более пологое залегание этого наволока (30° — 40°) можно видеть в нескольких километрах восточнее, в районе колодца Султанбай, — у северного края окна Дебелянд.

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (КОМПЛЕКС КУЛКУДУК)

Вдоль северного склона Северного Нуратау, от пос. Янгикишлак на северо-западе до Чоголокская на юго-востоке, на 20 км протягивается полоса выходов основных вулканических пород; ширина этой полосы достигает 2,5 км. Она сложена мощной толщей основных лав, отчасти миндалекаменных и имеющих шаровую отдельность. Среди лав находятся горизонты туфобрекчий мощностью до 100 м и линзы мраморизованных известняков. Залегание слоев вертикальное. На вулканитах лежат конгломераты позднепалеозойского возраста.

К эвгеосинклинальному комплексу Кулкудук отнесены основные эффузивы Сентябская. Они слагают тектоническую пластину, подстилающую зеленые метаморфические сланцы аллохтонного массива Хисар. В прослое сланцев среди этих эффузивов на водоразделе Сентябская и Сопская В. Л. Клишевичем и К. К. Пятковым были обнаружены граптолиты позднего силура⁹³. С. С. Шульц (младший) сообщил о находке амфиопор живетского яруса в известняках среди диабазов в долине Болосая. Тектонический лист основных эффузивов залегает также под метаморфическими сланцами в аллохтонном массиве Устахан.

У северного подножия хр. Северный Нуратау, в междуречье Бу-

лакбаши и Темирбулака, распространены терригенные отложения среднего карбона. В нижней части видимого разреза залегают пудинги и гравелиты, которые выше сменяются песчаниками с линзовидными прослоями аргиллитов, алевролитов, гравелитов и известняков. В гальке среди других пород отмечено присутствие порфириров. Мощность этой пачки меняется от 300 до 400 м. В пачке встречены брахиоподы и пеллециподы среднекаменноугольного возраста. Выше лежат известняки с прослоями аргиллитов — от 60 до 180 м. В известняках содержатся брахиоподы и фораминиферы, указывающие на башкирский или ранне-московский возраст отложений⁸⁸. На них налегает толща ритмично чередующихся песчаников и аргиллитов с прослоями конгломератов, гравелитов и известняков видимой мощностью до 350 м. В этой толще обнаружены брахиоподы, характерные для мячковского горизонта среднего карбона⁸⁹. Подошва описанного разреза и подстилающие отложения не обнажены. Этот разрез отличается от разрезов среднего карбона многоэосинклинального и геосинклинального комплексов: нижне-московский подъярус и, вероятно, часть башкирского яруса представлены терригенными отложениями. Башкирские терригенные отложения на территории Южного Тянь-Шаня надстраивают вулканогенные разрезы эвгеосинклинали. Поэтому и здесь они отнесены к эвгеосинклинальному комплексу Кулкудук.

Комплекс ультрабазитов и габброидов, породы которого, вероятно, слагали фундамент эвгеосинклинальной зоны, на площади Нуратинского сектора образует самостоятельные тектонические пластины, которые обычно залегают между пластинами, сложенными эвгеосинклинальными отложениями и образованиями комплекса Тамды.

КОМПЛЕКС ТАМДЫ И СТРОЕНИЕ АЛЛОХТОННЫХ МАССИВОВ

Породы этого комплекса находятся в отчетливом аллохтонном залегании. На северном склоне хр. Северный Нуратау они слагают несколько узких длинных аллохтонных массивов, вытянутых в северо-западном направлении (Хиссар, Устахан, Дарбаза).

Массив Хиссар (см. рис. 11 и рис. 19) протягивается от р. Балабан на юго-востоке до района Кескансая на северо-западе. Длина массива 50 км, при максимальной ширине более 7 км. Пересечем этот аллохтонный массив и подстилающие его отложения вдоль долины р. Сентябрьсай (рис. 23)*. На юго-западе, в районе пос. Юкарыкурган, обнажены серицит-глинистые сланцы с прослоями песчаников (1). В породах можно видеть мелкие изоклинальные складки, лежащие в плоскости слоистости. На указанные породы с небольшим угловым несогласием налегают известняки (100 м), из которых в соседней речной долине были собраны кораллы позднесилурийско-раннедевонского возраста (2). На известняках лежат глинистые сланцы — 60 м. Выше залегают отложения среднего карбона (3). В нижней части их разреза находятся известняки (200 м) с фораминиферами среднекаменноугольного возраста⁹⁰, выше — толща (400—450 м) ритмично чередующихся известковистых алевролитов, аргиллитов и известняков с брахиоподами и гастроподами среднего карбона⁹¹. Слои силурийских и каменноугольных отложений падают на север под углом 40—50°, а в верхней части описанного разреза они выволакиваются до 30°.

На породах среднего карбона лежит тектоническая пластина, сложенная олистостромовой толщей (4). Подошва этой тектонической пластины и слоистость пород внутри нее в целом параллельны слоистости подстилающих среднекаменноугольных пород — наклонены под углом 30°. В основании залегает несортированная брекчия с глыбами преи-

* Ниже цифры (1—6) относятся к рис. 23.

мущественно известняков, а также алевролитов и песчаников. Глыбы обжаты, иногда превращены в линзовидные тела. Наибольшие из них достигают размера в десятки метров. Вероятно, в одной из таких глыб в долине Сентябсая были найдены брахиоподы⁹², предварительное определение которых указывает на позднекембрийский или ордовикский возраст известняков. Цементом брекчии является давленный глинистый сланец. Мощность брекчии около 100 м. Выше залегают чередующиеся глинистые сланцы и мелкозернистые кварцевые песчаники. В верхней части этой толщи, имеющей мощность более 300 м, наблюдается интенсивное хаотичное смятие слоев. Слои песчаников здесь будинированы. Вновь появляются глыбы известняков, их диаметр иногда достигает 10 м. Выше тектонически залегает

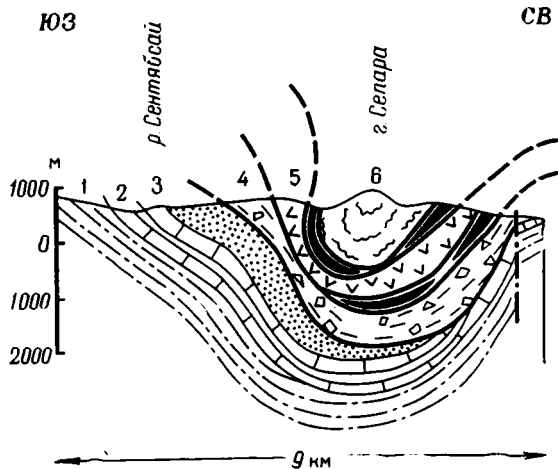


Рис. 23. Геологический разрез аллохтонного массива Хиссар вдоль правого борта долины Сентябсая. Условные обозначения объяснены в тексте

толща, в которой преобладают вулканогенные породы (5): основные эффузивы чередуются с туфами, туфобрекчиями, а также песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. В одной из пачек сланцев на левом водоразделе Сентябсая В. Л. Клишевичем и К. К. Пятковым были найдены граптолиты лудлова⁹³. Вулканогенные породы составляют тектоническую пластину мощностью более 300 м. Они, вероятно, принадлежат к эвгеосинклинальному комплексу Кул-кудук.

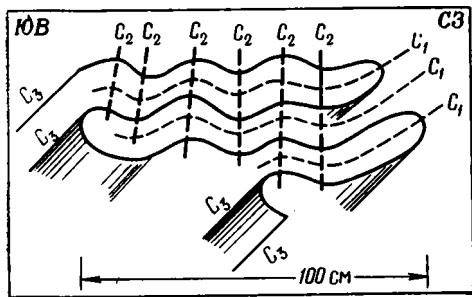


Рис. 24. Три стадии складкообразования (C_1 , C_2 , C_3) в метаморфических сланцах (долина Сентябсая)

C_1 , C_2 — оси складок двух ранних стадий складкообразования, вероятно, доварисских; C_3 — общий наклон толщи на крыле позднепалеозойской синформной складки

вуют тела серпентинитов. Метаморфические сланцы полосчатые, мелко-складчатые; встречаются складчатые комплексы, свидетельствующие о наложении нескольких складкообразовательных процессов (рис. 24).

С севера вдоль линии выхода подошвы пластины метаморфических сланцев отмечены многочисленные тела ультрабазитов. Залегание тектонического контакта, метаморфических сланцев и подстилающих их пород в целом параллельно — они наклонены на юго-запад под углом от 30 до 70°. Под метаморфическими сланцами здесь находится тол-

ща, состоящая из песчаников и глинистых сланцев с глыбами и блоками измененных основных эффузивов, с раздавленными глыбами перемятых кремней и известняков. Непосредственно под подошвой пластины метаморфических сланцев западнее горы Сепара можно видеть серию блоков, сложенных сильно перематыми метаморфическими сланцами и хлоритизированными песчаниками. Рассматриваемая зона хорошо видна в разрезе небольшого холма в центральной части долины Сентябсая. Его верхняя часть сложена полосчатыми метаморфическими сланцами (10 м), образующими синклинальную складку. Под метаморфическими сланцами залегают серпентиниты (20 м), еще ниже — горизонтальная пластина метаморфических сланцев (5 м) и вновь серпентиниты.

Далее от контакта с метаморфическими сланцами, ниже по разрезу рассматриваемой тектонической пластины залегает толща кремнисто-глинистых сланцев с линзами кремней и известняков и горизонтами песчаников. На севере эти породы по тектоническому контакту граничат с известняками, в которых, по данным Х. В. Рыскиной (1965 г.), были найдены амфипоры живетского яруса.

Описанный разрез интерпретируется как разрез синформной складки, сложенной тремя тектоническими пластинами. Верхняя пластина образована зелеными метаморфическими сланцами и подстилается серпентинитовым меланжем; средняя — вулканогенной толщей; нижняя — различными кремнисто-терригенными и вулканогенными отложениями, залегающими в блоках и клиньях. В целом нижнюю пластину, вероятно, можно рассматривать как тектоническое месиво, образованное за счет переработки олистостромы. Между нижней и средней пластинами также местами присутствуют тела ультрабазитов.

Массив Устахан (17, см. рис. 11) построен аналогично массиву Хиссар. Он залегает в мульде изоклинальной синформной складки, частично опрокинутой на северо-запад. Длина массива более 60 км, наибольшая ширина 3 км. Пересечем этот массив вблизи его западного окончания — на меридиане пос. Андреевка. Водораздел хр. Северный Нуратау сложен здесь песчано-сланцевыми отложениями нижнего силура. На северном склоне, вблизи водораздела, обнажена пачка известняков лудлова, а далее к северу — толща (300 м) известняковистых аргиллитов с прослоями известняка, очень похожая на породы московского яруса. Все три толщи залегают вертикально. В верхней части борта речной долины можно видеть выполаживание слоев до 50°, с падением на северо-восток; западнее меридиана пос. Андреевка слои приобретают опрокинутое залегание. Интересно, что такое залегание сохраняется и на замыкании складки, где таким образом виден ныряющий шарнир синформной складки.

С аргиллитами московского яруса на севере граничит 100-метровая пачка давленных глинистых сланцев, содержащих глыбы кремней, кварц-хлоритовых сланцев и порфиристов. На ней залегает толща основных вулканитов, чередующихся с мощными пластами кремней. Мощность этой толщи 100 м. В мульде синформной складки лежат пloyчатые кварц-хлоритовые сланцы. С севера метаморфические сланцы ограничены пластовым телом габброидов. Под габброидами лежат глинистые сланцы, содержащие тектонические линзы или блоки известняков и основных эффузивов. В одной из таких линз обнаружены гониатиты намюрского возраста (П. Н. Подкопаев, 1965 г.). Западнее, на замыкании аллохтонного массива Устахан, в этой толще хорошо видны глыбы кремней диаметром до 2,5 м и глыбы известняка размером до 10 м. На севере описанные образования по тектоническому контакту граничат с известняками, содержащими фауну лудлова. Наблюдаемая последовательность слоев, с учетом их опрокинутого залегания на южном крыле описанной структуры, позволяет высказать следующее пред-

положение о строении этого участка: синформная складка образована тремя тектоническими пластинами, нижняя из которых сложена тектонически переработанной олистостромой, средняя — эффузивами, а верхняя — метаморфическими сланцами.

Нижняя пластина имеет изменчивую мощность и местами выклинивается. Это можно видеть в средней части аллохтонного массива. В восточной части этого массива, южнее пос. Сарымсаклы, под подошвой метаморфических сланцев залегает серпентинитовый меланж с глыбами и блоками серпентинизированных перидотитов, горнблендитов, габброидов, слоистых кремней и метаморфических сланцев, аналогичных сланцам верхней пластины. Восточнее пос. Каракия среди серпентинитового меланжа залегает выклинивающаяся пластина габброидов мощностью 150 м.

Подошва массива Устахан почти повсеместно залегает круто — 80—90°, подчеркивая изоклинальный характер синформной складки. Между руч. Акташ и пос. Сулукли можно видеть параллельное залегание подошвы этого массива и подстилающих известняков лудлова под углом от 60 до 80°. В долине Акташа в известняках лудлова виден периклинальный перегиб, параллельно которому изогнут тектонический контакт — подошва аллохтонного массива Устахан.

Массив Дарбаза (13, см. рис. 11) расположен на территории возвышенности Дарбаза. Он плохо обнажен. Центральная часть возвышенности сложена метаморфическими зелеными сланцами (кварц-хлоритовыми, кварц-эпидотовыми и др.) и габброидами, были встречены также небольшие тела серпентинитов. Описанные образования, вероятно, являются аналогами верхней пластины аллохтонных массивов Хисар и Устахан. На возвышенности Дарбаза эти образования занимают площадь 12×5 км. Они окаймлены выходами толщи, состоящей из кремней, известняков и основных эффузивов. Кремни обычно интенсивно перемяты, а эффузивы рассланцованы. Около контакта с метаморфическими сланцами иногда удается видеть полосу брекчии, состоящую из глыб и более мелких обломков кремней в карбонатном цементе. Мощность брекчии до 20 м, а всей кремнисто-карбонатно-эффузивной пачки — несколько сот метров. Ниже залегает толща кварцевых песчаников и глинистых сланцев с редкими прослоями конгломератов. В целом строение массива Дарбаза, вероятно, подобно строению массивов Хисар и Устахан.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

В геосинклинальной истории Кызылкума можно выделить три главные эпохи: эпоху геосинклинального прогибания, эпоху шарьирования и эпоху горообразования. Вследствие особенностей шарьированной складчатой области рассмотрение ее тектонической истории в обычном порядке затруднительно, так как без учета шарьирования нельзя понять структуру и развитие региона в предшествующую эпоху. Поэтому вначале будут рассмотрены более поздние эпохи, а затем более ранние.

ЭПОХА ГОРООБРАЗОВАНИЯ

Молассовая формация

Верхнепалеозойские орогенные молассовые отложения несогласно залегают на всех аллохтонных комплексах. В Центральном Кызылкуме они распространены в Северном Букантау, на возвышенности Тахтатау и в предгорьях южного склона гор Балпантау в Тамдытау. Отложения Северного Букантау и Тахтатау связаны между собой под чехлом мезокайнозойских отложений, а породы гор Балпантау образуют изолиро-

ванное поле. Наиболее полный разрез наблюдается на возвышенности Тахтатау, однако подошва здесь не обнажена. Подошву орогенного комплекса можно видеть в Северном Букантау и в горах Балпантау.

В Северном Букантау в основании орогенного комплекса залегают несортированные конгломераты (200 м) с глыбами диаметром до 1,5 м. Галька состоит из карбонатных пород, кремней, основных эффузивов, песчаников, аргиллитов, алевролитов, встречаются также кварцевые диориты. Выше лежит мощная толща песчаников, аргиллитов, алевролитов, конгломератов и гравелитов. Для всей толщи характерны косая слоистость отложений, внутрiformационные размывы, встречаются следы взмучивания и оползания осадка, трещины усыхания. В линзах известняков и цементе гравелитов из нижней части разреза обнаружены фораминиферы нижнемосковского подъяруса, среди которых присутствуют формы, характерные для каширского горизонта⁹⁴.

Наиболее хорошо изучены верхнепалеозойские орогенные отложения на возвышенности Тахтатау (А. К. Бухарин, 1964 г.), где их разрез имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Алевролиты, чередующиеся с песчаниками и гравелитами, прослои конгломератов. В гальке конгломератов отмечено присутствие амфиболитов и основных интрузивных пород. В глыбах известняков, залегающих среди этой толщи, найдены брахиоподы башкирского яруса, а в самой толще — фораминиферы верхнемосковского подъяруса⁹⁵. Видимая мощность 500 м.

2. Конгломераты, гравелиты, песчаники и известняки. В западной части Тахтатау в толще резко преобладают конгломераты; они содержат гальку кремней, известняков, кварца, песчаников, алевролитов, хлоритовых и серицитовых сланцев, а также габброидов, порфиритов и ультраосновных пород. В северо-восточном направлении грубость обломочного материала уменьшается. Мощность толщи в средней части Тахтатау более 1000 м, на западе она значительно меньше. Фауна в этой толще представлена фораминиферами и гониатитами верхнемосковского подъяруса⁹⁶. Большинство форм характерны для подольского горизонта, а некоторые⁹⁷ — для верхней части московского яруса и верхнего карбона. Наряду с упомянутой фауной в породах содержатся более древние формы фораминифер, а также брахиоподы, пелелиподы и отпечатки флоры.

3. Песчаники с прослоями конгломератов, гравелитов, алевролитов и известняков. В средней части возвышенности Тахтатау песчаники преобладают, мощность толщи более 1000 м. В западной части Тахтатау в разрезе пачки чаще встречаются конгломераты и ее мощность уменьшается в два раза. Фауна представлена многочисленными фораминиферами, указывающими на позднемосковский, скорее всего подольский возраст отложений⁹⁸. Брахиоподы, пелелиподы и отпечатки флоры⁹⁹, найденные в этой толще, свидетельствуют о позднекаменноугольном возрасте.

4. Конгломераты с прослоями гравелитов, песчаников и алевролитов. В северо-восточном направлении происходит замещение конгломератов песчаниками. Видимая мощность толщи более 400 м. Фауна представлена фораминиферами верхнемосковского подъяруса, а отпечатки флоры¹⁰⁰ указывают на позднекаменноугольный возраст.

Для описанного разреза характерны косая слоистость отложений, следы размыва, текстуры взмучивания, знаки ряби, трещины усыхания, встречаются ходы илоедов, растительный детрит. В средней части разреза А. К. Бухариным (1964 г.) была проанализирована ориентировка осей галек в конгломератах, ориентировка растительных остатков и в одной точке — наклон косых слоев. Большинство наблюдений указывает на северо-восток — юго-западное направление потоков. Остается установить, в каком направлении — на северо-восток или на юго-запад — происходил перенос материала. А. К. Бухариным (1964 г.) и рядом других исследователей (Пятков, 1967) верхнепалеозойские отложения Северного Букантау и Тахтатау были сопоставлены с докембрийскими и раннепалеозойскими отложениями Южного Букантау (с кокпатасской и коксайской свитами), которые были ошибочно отнесены к среднему карбону. Полное несходство литологии параллелизованных отложений дало возможность предполагать о существовании «ловушки» в виде узкого подводного поднятия, имевшего длину сотни километров, а ширину — не более зоны разлома, разделяющей указанные толщи. Это поднятие должно было отделять прибрежно-дельтовые

отложения Северного Букантау и Тахтатау от открытого моря, которое, по мнению этих исследователей, находилось южнее и юго-западнее — на площади Центрального и Южного Букантау и в прилегающих районах. Снос, соответственно, предполагался с северо-востока, где должно было находиться поднятие, породы которого (включая эффузивы и ультрабазиты) содержатся в верхнепалеозойских конгломератах. Как выяснилось позднее, сопоставление с кокпатаасской и коксайской свитами было ошибочным и, следовательно, открытого моря в позднем палеозое на территории Букантау не было. В то же время описанные выше фациальные особенности верхнепалеозойских отложений Тахтатау несомненно свидетельствуют о том, что край седиментационного бассейна и, соответственно, область сноса находились не на северо-востоке, а на юго-западе. По-видимому, край бассейна был недалеко от Тахтатау. С этим выводом хорошо согласуется состав обломков в конгломератах, отвечающий составу более древних пород Южного Букантау и Тамдытау.

В южных предгорьях Балпантау на возвышенности Тамдытау находится изолированное поле выходов молассовых отложений, разрез которых имеет следующее строение снизу вверх (Ш. Ш. Сабдюшев, 1969 г.):

1. Конгломераты с галькой метаморфических сланцев, кремней, известняков. В известняковых гальках обнаружены фораминиферы башкирского яруса. Мощность 40 м.

2. Гравелиты, полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Наблюдаются следы перемыва и взмучивания, косая слоистость, следы корней растений. Мощность 440 м.

3. Конгломераты с редкими прослоями гравелитов и песчаников. Конгломераты трансгрессивно лежат на подстилающих породах, переходя непосредственно на эффузивно-осадочную толщу кембрия. В известковой гальке конгломератов встречены водоросли силура, фораминиферы позднего девона, раннего карбона, и формы¹⁰¹, характерные для каширского горизонта нижнемосковского подъяруса. Видимая мощность 460 м.

На территории Нуратинского сектора верхнепалеозойские молассовые отложения известны в хр. Северный Нуратау. Вдоль северного подножия хребта развита толща пестроокрашенных брекчий и конгломерато-брекчий, которые вверх по разрезу сменяются чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников и аргиллитов. Контакты этой толщи в большинстве случаев тектонические. В районе пос. Янгикишлак она трансгрессивно залегает на вулканитах эвгеосинклинального комплекса Кулкудук. В гальке и обломках конгломерато-брекчий содержатся разнообразные породы и в их числе кварц-хлоритовые сланцы из комплекса Тамды. В известняковых гальках встречены фауна позднего силура, раннего карбона и фораминиферы среднекаменноугольного возраста¹⁰². Мощность толщи в районе Янгикишлака может достигать 1000 м.

Северо-западнее, в междуречье Булакбаши и Темирбулака, грубо-обломочная моласса трансгрессивно налегает на разные горизонты отложений московского яруса. В нижней части разреза, мощностью более 1000 м, преобладают конгломераты, в средней части — песчаники, а верхняя часть разреза представляет собой чередование песчаников, гравелитов и известняков. В нижней части толщи найдены брахиоподы учбулакского горизонта верхнего карбона¹⁰³ и фораминиферы среднекаменноугольного облика.

В Койташской синклинали на южном склоне хр. Северный Нуратау на терригенных породах московского яруса с размывом лежат конгломераты и песчаники мощностью около 150 м. В этих породах была найдена флора¹⁰⁴, распространенная в позднем карбоне и перми.

Широтные складчатые структуры варисцид Южного Тянь-Шаня к западу от 68-го меридиана приобретают запад-северо-западное прости-
 рание. Это направление главных складчатых форм и продольных раз-
 ломов выдерживается на территории Нуратинских хребтов и в Южном
 Кызылкуме. В восточной части Центрального Кызылкума простирается
 структурных форм вначале отклоняется к северу, а затем образует ду-
 гу, выпуклую в северном направлении. Структурный рисунок Цент-
 рального Кызылкума позволяет сделать вывод о том, что в восточной
 части этого района располагалась зона сдвиговых деформаций, в пре-
 делах которой была сформирована горизонтальная флексура (рис. 25).

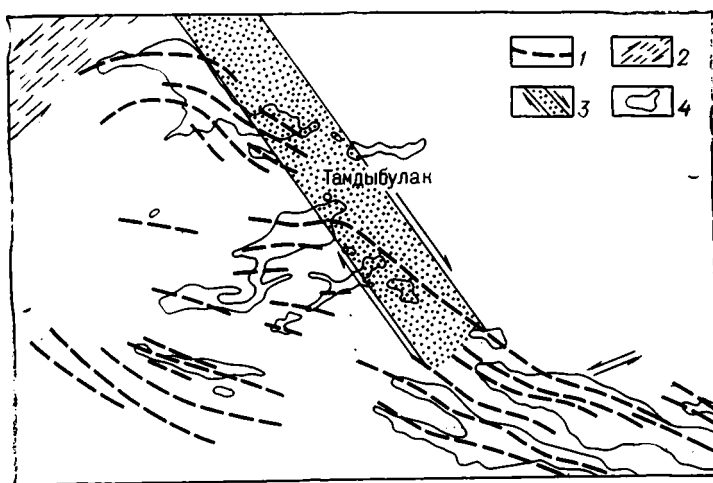


Рис. 25. Структурная схема Кызылкума

1 — простирающиеся складчатые формы, возникшие на второй стадии дефор-
 мации; 2 — зона Урало-Тяньшанского сдвига; 3 — зона сдвиговых дефор-
 маций на смыкающем крыле Кызылкумской горизонтальной флексуры; 4 —
 массивы палеозойских и допалеозойских пород

Структурные формы, образующие смыкающее крыло Кызылкумской
 горизонтальной флексуры, видны на возвышенностях Сангрунтау, Айран-
 Шарикты, на северо-восточной оконечности Тамдытау, в Юго-Восточном
 Букантау и Джетымтау. Простирающиеся складчатых и разрывных струк-
 тур в пределах смыкающего крыла горизонтальной флексуры СЗ 310° ,
 а сама зона сдвиговых деформаций ориентирована на СЗ 330° и ука-
 занные структурные формы расположены в ее пределах жулисообразно.
 Ширина зоны сдвиговых деформаций более 40 км. Западное крыло го-
 ризонтальной флексуры образовано широтными структурами Тамды-
 тау и Букантау, которые составляют со структурами смыкающего кры-
 ла этой флексуры угол в 40° . Восточное крыло горизонтальной флексу-
 ры видно в Северном Нуратау и, возможно, фрагмент этого крыла об-
 нажен в горах Тахтатау. Угол между простирающимися структурами Северного
 Нуратау (восточное крыло) и Сангрунтау (смыкающее крыло) всего
 20° . Структуры Северного Тамдытау непосредственно прослеживаются
 в Сангрунтау, а Северный Букантау несомненно связан с Джетымтау
 и Тахтатау. В обоих случаях измерение длины смыкающего крыла
 горизонтальной флексуры дает цифру в 120 км. Горизонтальная флек-
 сура очень пологая, поэтому величина горизонтального перемещения,
 связанного с ее формированием, значительно меньше длины смыкаю-
 щего крыла: для образования рассматриваемой структуры достаточно

смещение в меридиональном направлении на расстояние в первые десятки километров. Эта структура является правой горизонтальной флексурой.

С западной стороны Центрально-Кызылкумский район ограничен зоной Урало-Тяньшаньского левого сдвига, выявленного под чехлом мезо-кайнозойских отложений по смещению магнитных аномалий (Гарьковец, 1967). С предположением о существовании этой сдвиговой зоны хорошо согласуется изгиб широтных структур Северного Букантау к юго-западу, наблюдаемый в западной части гор Тубаберген. Указанное явление позволяет думать, что в значительной степени смещение вдоль зоны сдвиговой деформации (его амплитуда может достигать нескольких десятков километров) происходит путем пластического изгиба. Таким образом, Центральный Кызылкум ограничен с востока правой горизонтальной флексурой северо-западного простиранья, а с запада — левым сдвигом, или левой горизонтальной флексурой северо-восточного простиранья, т. е. он представляет собой блок, испытавший относительное смещение в северном направлении. Это перемещение происходило в сторону угла схождения сдвиговых зон, ограничивающих тектонический блок. Поэтому по мере приближения к этому углу возрастает общая дислоцированность отложений и возникает дугообразный план структур.

Рассмотрим крупные структурные формы позднепалеозойского возраста, развитые внутри Центрально-Кызылкумского блока. Северный Букантау в структурном отношении представляет собой дугообразную моноклинал, круто падающую в северном направлении. На западе моноклинал наклонена под углом 60° , а в вершине дуги залегание слоев вертикальное и местами запрокнутое на север; в районе родника Ирлир последнее привело к образованию лежащей складки. Структура Центрального и Южного Букантау не расшифрована. По-видимому, позднепалеозойские складчатые процессы не были здесь интенсивными. Об этом свидетельствуют Кокпатасская антиформная брахискладка, в ядре которой расположено тектоническое окно. Окжетпесская антиформная складка также не является линейной структурой.

Главная структурная форма Северного Тамдытау — Тюменбайская синформная складка. Она сложена породами автохтона и тектоническими пластинами буканского и тамдинского аллохтонных комплексов. На крыльях складки обнажены породы автохтона, слагающие горы Актау на севере и Мурунтау на юге. В мульде складки залегают породы тамдинского шарьяжа в виде двух аллохтонных массивов — Кумкудук на западе и Бассумар на востоке. Соответственно в обе эти стороны происходит пологое погружение шарнира синформной складки. Кульминация шарнира находится на меридиане гор. Актау. Тюменбайская синформная складка симметрична, с пологими крыльями, наклоненными под углом $20-40^\circ$. С Тюменбайской синформной складкой на юге сопряжена Тасказанская антиклиналь, сложенная докембрийскими породами автохтона. О ее дислоцированности в позднепалеозойское время можно судить по наклону слоев девонских и каменноугольных пород ($30-40^\circ$), развитых в горах Мурунтау на северном крыле складки. Интересна в этом отношении синклиналь в средней части возвышенности Аристантау, сложенная породами девона и нижнего карбона. Это складка широтного простиранья, с крыльями, наклоненными под углом $30-40^\circ$.

Совершенно иная интенсивность складчатости в пределах смыкающего крыла Кызылкумской флексуры. На возвышенностях Сангрунтау, Айран-Шарикты, Большой и Малый Джетымтау и на других участках этого крыла развиты очень крутые моноклинали или сжатые складки. Таким образом, степень дислоцированности пород в зоне сдвиговых дислокаций, ограничивающей Центрально-Кызылкумский блок,

и внутри этого блока резко различна; внутри блока она увеличивается в его северной части (в Северном Букантау), при приближении к углу схождения сдвиговых зон. Южное крыло Тюменбайской синформной складки прослеживается от гор Мурунтау к возвышенностям Айран-Шарикты и Сангрунтау, при этом наклон крыла меняется от 20—40° в Тамдытау до почти вертикального в Сангрунтау, т. е. изгиб оси Тюменбайской складки сопровождается изменением наклона ее крыла. Такие соотношения аналогичны описанным в зоне Таласо-Ферганского сдвига, где отчетливо видна переработка и переориентировка ранее возникших структурных форм (Буртман, 1964). Подобно этому в Центральном Кызылкуме мы видим наложение нескольких стадий варисского складкообразования. В орогенную эпоху сначала возникли вертикальные складки большого радиуса, нередко брахиформные; их простираание, вероятно, было северо-западным, а на следующей стадии были сформированы горизонтальная флексура, горизонтальные складки и сдвиги.

На площади Нуратинского сектора структуры северо-западного простираания изгибаются в форме пологой левой горизонтальной флексуры — в зоне, проходящей через горы Соурат и Джалпак в Северном Нуратау и горы Храк в Южном Нуратау. Простираание смыкающего крыла этой горизонтальной флексуры восток-северо-восточное. Складки северо-западного простираания на территории Нуратинских хребтов более сильно сжаты. Это делает менее наглядными следы вторичной переработки указанных складок в зоне флексурного изгиба. Описанная горизонтальная флексура хорошо согласуется с системой сдвиговых деформаций Центрального Кызылкума и Тянь-Шаня (Буртман, 1970, 1972), возникших в последнюю стадию складкообразования, и отнесение ее к этой стадии кажется вполне оправданным.

ЭПОХА ШАРЬИРОВАНИЯ

Эта эпоха — революция в геосинклинальной истории. Шарьирование варисской геосинклинальной системы Кызылкума произошло в среднем карбоне, о чем свидетельствует следующее: 1) все аллохтонные комплексы налегают на среднекаменноугольные отложения, 2) орогенные отложения московского яруса несогласно залегают на всех аллохтонных комплексах и содержат гальку пород автохтона и аллохтона.

Осадочные толщи, формировавшиеся в эпоху шарьирования, подверглись значительной тектонической переработке и были частично или полностью превращены в тектоническое месиво. Ниже суммированы данные о тектоническом месиве и его генезисе. Только после этого можно составить представление о характере осадконакопления в эпоху шарьирования.

Тектоническое месиво и его происхождение

Тектоническое месиво развито в кровле автохтона и в аллохтонных комплексах. Месиво в кровле автохтона (прилож. 2, фиг. I—IV) было подробно описано выше, при рассмотрении наволока Букан в долине Кошкумбай в Тамдытау (см. также Сабдюшев, 1971). В этом месиве могут быть выделены две зоны. В нижней зоне глыбы имеют аутигенное происхождение: цемент и обломки сложены породами московского яруса; вниз по разрезу месиво постепенно сменяется ненарушенной толщей. В верхней зоне содержатся чужеродные глыбы. Последние представлены известняками верхнего силура — нижнего девона, песчаниками и гравелитами венлока. Породы венлока всегда имеют вид окатанных глыб. Известняки помимо окатанных глыб слагают также

серию раздавленных будин, залегающих непосредственно под наволоком.

Подошва шарьяжа Букан сложена здесь толщей песчаников и гравелитов венлока. Поэтому происхождение глыб этих пород в месиве не вызывает особых сомнений: это отторженцы лобовой части и подошвы шарьяжа. Более сложна история известняков верхнего силура — нижнего девона, которые оказались погребенными под надвинутыми породами венлока. Представляется наиболее вероятным, что глыбы и будины известняков — это олистолиты, которые образовались перед фронтом надвигавшегося шарьяжа, а затем были погребены под ним. При этом олистолиты подверглись переработке — глыбы были прокатаны, а плоские олистолиты превращены в серию раздавленных будин.

В кровле аллохтонного комплекса Букан тектоническое месиво изучено на территории Букантау, Джетымтау, Сангрунтау и Северного Нуратау. Основная часть месива сложена глинистыми и кремнистыми сланцами, чередующимися с песчаниками. В песчаниках были найдены фораминиферы среднего карбона. Это месиво было описано выше в разделе о среднекаменноугольных отложениях. Среди указанных пород содержатся отдельные глыбы и горизонты глыбовой брекчии. Глыбы сложены: а) карбонатными породами с фауной лудлова — раннего девона, визе, намюра и башкирского яруса, б) песчаниками; в) кремнями, г) основными вулканитами, д) метаморфическими зелеными сланцами. Кремни и песчаники кроме глыб слагают также будинированные и небудинированные прослои, так что глыбы кремней и песчаников большей частью имеют аутигенное происхождение. Другая часть глыбового материала, вероятно, представляет собой олистолиты, поступившие с надвигавшихся шарьяжей Тамды и Кулкудук. Об этом свидетельствует наличие глыб метаморфических сланцев: их аллотигенность не вызывает сомнений. Глыбы карбонатных пород, очевидно, имеют аутигенное происхождение. Этот вывод основан на следующих доводах. Карбонатные породы верхнего силура, нижнего девона и нижнего карбона залегают в верхней части нормального разреза аллохтонного комплекса Букан, так что глыбовый материал скорее всего образовался за счет их разрушения. Это разрушение могло произойти либо в результате денудации, либо тектонически. С другой стороны, карбонатные породы указанного возраста достоверно неизвестны в вышележащих аллохтонных единицах.

Описанная толща слагает верхнюю часть аллохтонного комплекса Букан. Она повсеместно несет следы интенсивной тектонической переработки. Первоначально это была, по-видимому, стратифицированная толща (с олистолитами и с горизонтами осадочной карбонатной брекчии), которая во время движения верхних шарьяжей подверглась тектонической переработке.

Под тектоническими пластинами, сложенными метаморфическими сланцами и венд-кембрийскими породами, в аллохтонных массивах Бассумар и Кумкудук в Тамдытау залегает месиво, которое может принадлежать к комплексу Букан или Кулкудук (прилож. 2, фиг. V—VIII). Это месиво образовано глинистыми сланцами с будинами песчаников, глыбами и блоками карбонатных пород, кремней, основных эффузивов, габброидов и плагиогранитов. Оно подробно описано выше, при рассмотрении аллохтонных массивов Бассумар и Кумкудук. Здесь же коснемся лишь некоторых его черт, помогающих выяснить генезис месива. Будины песчаников нередко повернуты, а в некоторых горизонтах прокатаны. Глыбы часто обжаты и прокатаны. Таким образом, интенсивная тектоническая переработка толщи несомненна.

Рассмотрим состав глыб и их положение в разрезе. Песчаники образуют отчетливые будинированные прослои и можно предполагать, что существовала песчано-сланцевая материнская толща, за счет которой

возникло месиво. В Тамдытау вблизи подошвы месава встречены отторженцы габброидов, а в верхней части месава — отторженцы плагиогранитов. Блоки плагиогранитов вытянуты цепочкой, образуя своего рода горизонт. Вероятно, эти блоки представляют собой обжатые будины, ранее единого линзовидного тела. Нахождение линзовидного тела плагиогранитов в верхней части глыбового месава легче всего объяснить как результат оползания блока гранитоидов с надвигавшейся III пластины, т. е. это образование типа плоского олистолита. Иное происхождение может иметь отторженец габброидов в основании месава. Его наличие скорее объясняется «эффектом бульдозера» — захватом подстилающих пород во время движения шарьяжа. Глыбы известняков с кембрийской фауной или без фауны, встречающиеся изолированно, являются олистолитами. Блоки эффузивов (они также образуют цепочки) и обрывки будинированных пластов кремней могут быть либо олистолитами, либо раздробленными аутигенными пластинами — в ряде случаев затруднительно решить. В некоторых обнажениях удается наблюдать округлые глыбы кремней и непосредственно рядом с ними — остроугольные глыбы известняков. Это позволяет сделать вывод о том, что указанные глыбы кремней не тектонические окатыши, возникшие в процессе тектонической переработки толщи, они попали в толщу, уже будучи окатанными. Во всяком случае, и кембрийские известняки и основные эффузивы и кремни есть в разрезе венд-кембрийских отложений в вышележащей тектонической пластине аллохтонного комплекса Тамды.

Еще один вид месава развит среди пород венда (аккудукская свита) в аллохтонном массиве Кумкудук. Это месиво представляет собой толщу раздробленных песчаников и сланцев, содержащих многочисленные давленные и мятые линзы кремней и доломитов явно аутигенного происхождения. Трудно сказать, в какой мере это месиво обязано сингенетичному подводному оползанию осадка, а в какой — последующей тектонической переработке.

Среди тектонического месава можно различать два типа: моногенное месиво — результат тектонической переработки слоистой или однородной толщи и полигенное месиво — результат тектонической переработки осадочной брекчии, конгломератов, олистостромов. И тот и другой тип месава может состоять: а) целиком из аутигенного материала и б) из аутигенного и аллотигенного материала. Аллотигенный материал — это породы чужеродные для данной тектонической единицы. Он поступал с надвигавшейся тектонической пластины в результате обвалов и оползней в ее фронтальной части, опережающего оползания верхних частей пластины, а также в виде отторженцев ее подошвы. Сюда же относится материал, захваченный в месиво из кровли подстилающей тектонической единицы. К первому (1 а) типу принадлежат нижняя зона месава в кровле автохтона и месиво из пород венда в аллохтонном массиве Кумкудук; ко второму (2 б) — относятся верхняя зона тектонического месава в кровле автохтона и месиво в аллохтонном комплексе Букан.

Тектоническое месиво другого рода представляет собой серпентинитовый меланж — результат тектонической переработки пород океанического фундамента эвгеосинклинали (Пейве, 1969, 1971). Такой меланж составляет значительную часть I и III тектонических пластин аллохтонного массива Бассумар в Тамдытау. Он также развит под метаморфическими сланцами аллохтонных массивов Северного Нуратау. Это — серпентиниты с блоками серпентинизированных перидотитов, верлитов, пироксенитов. Блоки ультрабазитов обжаты, их длинные оси расположены параллельно подошве тектонической пластины. Среди глыб в меланже кроме ультрабазитов встречены габброиды, кремни и зеленые метаморфические сланцы.

В миогеосинклинальной зоне в эпоху шарьирования происходило формирование флишевой формации московского яруса. Она сложена ритмично чередующимися известковистыми породами (песчаниками, алевролитами и аргиллитами) и иногда содержит горизонты известняков. В гравелитах из этой толщи обнаружены зерна основных эффузивов — вероятный продукт размыва пород аллохтонного комплекса Кулкудук. Последнее можно рассматривать как косвенное свидетельство в пользу синхронности шарьирования с флишевым осадконакоплением в миогеосинклинальной зоне. Вверх по разрезу флишевая формация местами сменяется олистостромовой.

В геоантиклинальном комплексе Букан рассматриваемые образования также имеют московский возраст. В своей нижней части они представлены флишевой формацией — ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В Тамдытау среди чередующихся пород присутствуют также кремнистые сланцы. Выше залегает олистостромовая формация.

В эвгеосинклинальном комплексе Кулкудук в Северном Нуратау развиты отложения флишевой формации. Ритмично чередующиеся породы имеют широкий диапазон — от конгломератов до известняков. Эта толща имеет башкирско-московский возраст.

Направление движения шарьяжей

О направлении движения шарьяжей можно судить по вергентности складок, возникших в зоне наволоков и в теле аллохтонных комплексов в результате волочения и течения в процессе движения тектонических пластин. Эти складки-индикаторы дисгармоничны, они всегда затухают в пределах одной тектонической пластины. Другим индикатором, указывающим на направление течения масс, служат каплевидные или пулевидные будины в тектонитах, возникших во время движения шарьяжа. Острый конец такой будины обращен в сторону движения основной массы. Выше такие складки и будины были описаны как в аллохтонных комплексах, так и в кровле автохтона. На основании этого можно сделать заключение о движении шарьяжей Кызылкума в одном направлении — с севера на юг. Такой вывод, полученный на кызылкумском материале, хорошо согласуется с результатом исследования этой проблемы, проведенного на территории Южного Тянь-Шаня (Буртман и Шмидт, 1970; Буртман и Клишевич, 1971).

Самостоятельную проблему представляют аллохтонные массивы Джалпак и Басрагата в Северном Нуратау. Они сложены миогеосинклинальными образованиями и залегают на породах комплекса Букан. Напрашивается предположение, что аллохтонное положение этих массивов — следствие надвига в северном направлении. В результате произошло местное сдвигание геологического разреза и на поверхность был выведен автохтонный комплекс южной миогеосинклинали. Эти движения не обязательно связывать с эпохой шарьирования. Они могут относиться к орогенной эпохе и быть связаны со складчатостью этой эпохи. Однако доказательств такого происхождения аллохтонных массивов Джалпак и Басрагата нет, и вполне вероятно их равноправное участие в шарьяжной структуре.

Прежде чем приступить к реконструкции геосинклинальной системы Кызылкума, существовавшей до эпохи шарьирования, необходимо рассмотреть возможность применения в Кызылкуме схемы веерообразных шарьяжей подобной схеме Г. С. Поршнякова (1961; 1968 г.) для Южного Тянь-Шаня. Такая же схема была предложена Ш. Ш. Сабдушевым и Р. Р. Усмановым (1971) для объяснения строения возвышен-

ности Тамдытау в Центральном Кызылкуме. Структура этого участка и история ее формирования рисуются указанными исследователями иначе, чем это описано в предыдущих разделах и в статье автора (Буртман, 1970). На территории Тамдытау Ш. Ш. Сабдюшевым и Р. Р. Усмановым выделены три зоны. Северная зона охватывает горы Актау и другие выходы автохтона на крайнем севере Тамдытау. Южная зона — это автохтонные образования гор Мурунтау и Южного Тамдытау. Между указанными зонами расположена Центральная зона — район развития аллохтона*. Центральная зона — палеозойская эвгеосинклиналь, Северная и Южная зоны — палеозойские геоантиклинали. В девоне, раннем и среднем карбоне все три зоны находились на квази-платформенной стадии: на их территории происходило однотипное карбонатное осадконакопление. В конце карбона в результате сближения Северной и Южной зон эвгеосинклинальная зона была выдвинута в обе стороны, образовав дивергентную систему шарьяжей. Шарьяжи развивались из опрокинутых антиклиналей. Основные расхождения между воззрениями указанных исследователей и представлениями автора о строении и развитии Северного Тамдытау сводятся к следующему (табл. 3).

Таблица 3

Новые представления о строении Северного Тамдытау

Предмет обсуждения	В. С. Буртман (1970)	Ш. Ш. Сабдюшев и Р. Р. Усманов (1971)
1. Аллохтонные массивы Бассумар и Кумкудук	Не имеют под собой корней	Имеют под собой корни
2. Аллохтонный комплекс Букан	Не имеет под собой корней в Северном Тамдытау	Имеет под собой корни
3. Система шарьяжей	Моновергентна	Дивергентна
4. Тип шарьяжей	Шарьяжи-пластины	Шарьяжи — лежащие складки
5. Мيوгеосинклинальная (у Ш. Ш. Сабдюшева и Р. Р. Усманова — квазиплатформенная) карбонатная формация девона, нижнего и среднего карбона	Не распространялась на территорию зон Букан, Кулкудук, Тамды	Формировалась на территории всех зон, включая и эвгеосинклинальную

1. В случае веерообразного строения аллохтонного комплекса Тамды и наличия под ним корней на замыканиях аллохтонных массивов Бассумар и Кумкудук должно быть крутое залегание тектонических пластин и наволоков и падение последних навстречу друг другу. В случае отсутствия корней наволоки и тектонические пластины должны залегать на замыканиях аллохтонных массивов столь же (или более) полого, как и на крыльях, и падать в сторону мульды синформной структуры. Зона западного замыкания аллохтонного массива Кумкудук ориентирована в меридиональном направлении (см. рис. 13), она хорошо обнажена. Залегание подошвы аллохтонного массива в южной части зоны горизонтально. Севернее наволок приобретает наклон на восток, в сторону мульды синформной складки. На восточном замыкании аллохтонного массива Бассумар (см. рис. 15) видно горизонтальное залегание его подошвы. Таким образом, полевые наблюдения свидетельствуют в пользу бескорневого залегания аллохтонных масси-

* В статье Ш. Ш. Сабдюшева и Р. Р. Усманова (1971) все зоны имеют собственные названия, которыми в этом кратком изложении удобнее не пользоваться.

вов Бассумар и Кумкудук. Это подтверждается также результатами геофизических работ, которые свидетельствуют о том, что ультрабазиты распространены лишь в поверхностном слое и не уходят на глубину.

2. Подошва аллохтонного комплекса Букан в Тамдытау в виде дуги очерчивает горы Актау (см. рис. 13). Двигаясь вдоль этой дуги в южном направлении, мы приближаемся к основанию гипотетического «веера» — предполагаемой Ш. Ш. Сабдюшевым и Р. Р. Усмановым корневой зоны аллохтона. Соответственно залегание тектонических пластин и наволоков должно было бы становиться круче, а в действительности оно становится положе, что вполне согласуется с положением о бескорневом залегании аллохтона в Тамдытау. Об этом же свидетельствуют данные геофизических работ (рис. 26).

3. Каплевидные будины в центральной и северной частях аллохтонного массива Бассумар указывают на движение материала в южном направлении, в то время как по схеме «веера» движение масс должно бы быть здесь на север.

4. Чтобы определить складку-шарьяж, необходимо либо увидеть замок такой складки, либо найти ее опрокинутое крыло. Ни того, ни другого в Центральном Кызылкуме пока обнаружить не удалось (здесь идет речь о крупных структурных формах, соизмеримых с размерами аллохтонных массивов). Ш. Ш. Сабдюшев и Р. Р. Усманов предполагают существование складок-шарьяжей в Тамдытау. Между тем ни в аллохтонном массиве Кумкудук, ни в массиве Бассумар не обнаружены признаки опрокинутого залегания слоев или обратной последовательности тектонических пластин (рис. 16). В силурийских породах аллохтонного комплекса Букан, между Кошкумбайсаем и Тюменбайсаем, начиная от подошвы аллохтонного комплекса, хорошо видно (по градационной слоистости), что слои имеют нормальное залегание. Таким образом, известные факты свидетельствуют о существовании шарьяжей-пластин.

5. Карбонатные миогеосинклинальные отложения девона, нижнего и среднего карбона гор Актау и Мурунтау накапливались в одном седиментационном бассейне, что установлено специальными литологическими исследованиями. Сейчас между горами Актау и Мурунтау — в Центральной зоне — распространены породы, слагающие аллохтонные комплексы Букан и Тамды. Ш. Ш. Сабдюшев и Р. Р. Усманов предполагают, что указанная карбонатная формация ранее была в полной мере развита в Центральной зоне («квазиплатформенная стадия ее развития»), а затем полностью подверглась денудации. Однако можно привести следующие доводы против такой концепции. Полное исчезно-

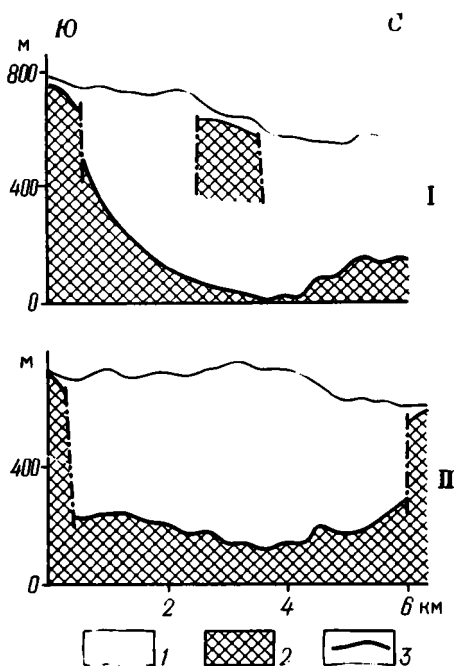


Рис. 26. Схематические разрезы (по данным сейсморазведки) между горами Актау на севере и горами Мурунтау на юге. По А. А. Тазееву (1968 г.). Интервал между профилями 4 км; профиль I расположен западнее профиля II; вертикальный масштаб в пять раз крупнее горизонтального

1 — область низких и средних скоростей; 2 — область высоких скоростей ($v_p = 5,8$ км/сек) — карбонатные породы; 3 — граница раздела — опорный высокоскоростной горизонт ($v_p = 5,8-7,5$ км/сек)

вение из разреза Центральной зоны всех карбонатных пород девона, нижнего и среднего карбона неправдоподобно, особенно учитывая тот набор пород (от рифея до верхнего карбона), который можно ныне видеть в этой зоне. Выше были приведены данные о каменноугольном возрасте кремнисто-карбонатно-терригенной толщи, трансгрессивно лежащей на силурийских породах комплекса Букан в пределах Центральной зоны Тамдытау. Наличие этой толщи противоречит предположению о существовании «моста» между Актау и Мурунтау через Центральную зону. В то же время все описанные структурные наблюдения, подкрепленные результатами геофизических работ, свидетельствуют в пользу того, что карбонатные породы Мурунтау непрерывно проходят в горы Актау под образованиями Центральной зоны; последние, таким образом, не имеют корней на территории Тамдытау.

Реконструкция первичной тектонической зональности

В разрезе Кызылкума мы видим различные структурно-формационные комплексы пород, шарьированные друг на друга в южном направлении. Снизу вверх залегают: 1) миогеосинклинальный комплекс, 2) геоантиклинальный комплекс Букан, 3) эвгеосинклинальный комплекс Кулкудук и 4) комплекс Тамды. Ультрабазиты и габброиды образуют самостоятельные тектонические пластины, которые иногда подстилают эвгеосинклинальный комплекс Кулкудук, а чаще залегают на нем, разделяя комплексы Кулкудук и Тамды.

Первичная тектоническая зональность геосинклинальной системы, имевшая место в эпоху геосинклинального прогибания, может быть восстановлена в виде палинспастического профиля, на котором показаны последовательность и ширина структурно-формационных зон, существовавших до начала образования шарьяжей. Реконструкция проведена следующим образом. Тектонические покровы сняты и возвращены на север. Концентрические складки большого радиуса, возникшие в орогенную эпоху, развернуты. Южная миогеосинклинальная зона показана на всей территории, где ее разрезы ныне известны в автохтонном залегании, включая выходы в тектонических окнах. Ширина зоны Букан принята равной ширине полосы, в которой наблюдается распространение буканского комплекса пород. Аналогичным путем реконструированы остальные зоны. Растяжение тектонических пластин в процессе движения и их сдвигание в пределах одного комплекса (например, в аллохтонном массиве Бассумар) при реконструкции учтены не были. Имеющихся материалов недостаточно, чтобы оценить масштаб этих явлений на всей территории. В то же время, если растяжение пластин влияет на реконструкцию в сторону ошибочного увеличения ширины зоны, то пренебрежение явлением сдвигаивания приводит к ошибочному уменьшению ширины той же зоны, и в какой-то мере эти ошибки компенсируют друг друга.

На палинспастическом профиле (рис. 27) показаны: *а* — Каракумский древний платформенный массив; *б* — Южная миогеосинклинальная зона; *в* — геоантиклинальная зона Букан; *г* — невыдержанная зона развития карбонатных геоантиклинальных или миогеосинклинальных отложений, которые слагают ныне аллохтонные массивы Джалпак и Басрагата; *д* — эвгеосинклинальная зона Кулкудук; *е* — зона выходов океанического фундамента; *ж* — зона Тамды; *з* — Северная миогеосинклиналь; *и* — каледониды Северного Тянь-Шаня и Казахстана.

Зона Тамды рассматривается как геоантиклинальная зона на основании сопоставления с зоной Шанкол в Южной Фергане. Там на метаморфических сланцах, подобных тамдинским, залегают варисские геосинклинальные формации. Первичная ширина зоны выходов океанического фундамента неизвестна (Буртман, Клишевич, 1971). Также

неизвестны отложения варисского времени для этой зоны. Возможно, фрагменты этих отложений содержатся в виде глыб кремней, известняков и других осадочных пород в серпентинитовом меланже.

В наиболее общем виде дошарьяжное строение региона может быть представлено в виде двух континентальных блоков (северного и южного), разделенных эвгеосинклинальной структурой океанического

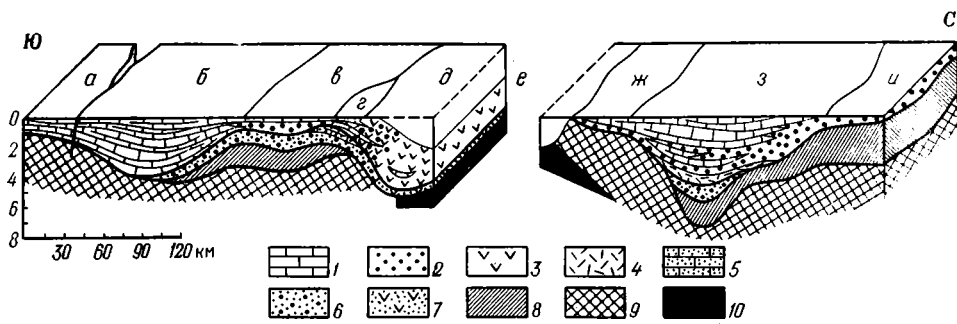


Рис. 27. Схема первичной тектонической зональности варисской геосинклинальной системы

1—4 — девон и нижний карбон (1 — карбонатные отложения, 2 — терригенные отложения, 3 — основные вулканы, 4 — кислые вулканы); 5—7 — силур (5 — карбонатные отложения, 6 — терригенные отложения, 7 — основные вулканы); 8 — венд и нижний палеозой; 9 — протерозой; 10 — комплекс ультрабазитов и габброндов

типа. Шарьирование, вероятно, началось надвиганием северного континента на эвгеосинклиналь, а затем совместно с породами эвгеосинклинали — на южный континент.

ЭПОХА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОГИБАНИЯ

Кратко рассмотрим тектоническое развитие первичных структурно-формационных зон варисцид в эпоху геосинклинального прогибания и данные об их фундаменте.

Южная миогеосинклиналь. Эта зона охватывает большую часть Кызылкума. Миогеосинклинальные варисские образования известны в автохтонном залегании на возвышенностях Букантау, Тамдытау, Сан-грунтау, Аристантау, Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдинских гор, в хр. Южный Нуратау. Фундаментом зоны служат докембрийские геосинклинальные образования.

В Центральном Кызылкуме после длительного перерыва осадконакопление началось, вероятно, в силуре образованием пород аспидной формации. В течение всего девона, раннего карбона, башкирского и части московского веков формируется карбонатная формация. Ее мощность в горах Мурантау превышает 2500 м, в горах Актау — около 2000 м, а далее на север, в Северном Букантау, она сокращается до 800—900 м. В этом же направлении резко возрастают количество обломочных пород в разрезе и число стратиграфических перерывов. Характерной особенностью карбонатной формации Кызылкума является такой перерыв и формирование бокситов в намюр-раннебашкирское время. В целом устойчивость миогеосинклинального разреза уменьшается в северном направлении.

Геоантиклинальная зона Букан. Видимый разрез зоны начинают терригенные и терригенно-карбонатные толщи нижнего палеозоя. На них залегают терригенная или вулканогенно-терригенная формация силура. Вулканогенные породы представлены основными и средними лавами и их туфами, а также туфопесчаниками. Эффузии происходили в подводных условиях. Начиная с позднего лудлова для зоны харак-

терен геоантиклинальный режим. В позднем лудлове, раннем девоне и вize на отдельных участках в пределах зоны происходило накопление рифогенных известняков. В северном направлении — в сторону зоны Кулкудук происходит увеличение «эвгеосинклинальности» разреза зоны Букан.

Эвгеосинклинальная зона Кулкудук сложена породами вулканогенно-терригенной и спилито-диабазовой формаций силурийского и девонского возраста. Подошву этих отложений в Кызылкуме наблюдать не удалось. По-видимому, фундаментом для них служил комплекс ультрабазитов и габброидов.

Геоантиклинальная зона Тамды. Отложения варисского этапа в этой зоне достоверно неизвестны. В Южном Тянь-Шане на зеленых метаморфических сланцах, подобных тамдинским, залегают маломощные терригенно-карбонатные и карбонатные отложения девона и турне (Буртман, Клишевич, 1971).

Северная миогеосинклиналь. Породы этой зоны ныне слагают северные предгорья хр. Северный Нуратау. Начиная со среднего девона до среднего карбона рассматриваемая зона была областью карбонатного осадконакопления. Она принадлежит к Срединному Тянь-Шаню. Миогеосинклинальная зона Срединного Тянь-Шаня находится на каледонском геосинклинальном основании.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВАРИССКИХ ДЕФОРМАЦИЙ КЫЗЫЛКУМА

В Кызылкуме удастся установить три стадии варисских деформаций.

На первой стадии были сформированы шарьяжи Кызылкума. Это произошло в среднем карбоне. Точно датировать начало этих движений не удастся, закончились они в позднемосковское время. Интересен вопрос о последовательности движения шарьяжей. Имеющиеся материалы не позволяют ответить на него однозначно. Перечислю факты, которые необходимо учитывать при решении этого вопроса:

1) непосредственно на автохтон налегает аллохтонный комплекс Букан. Аллохтонный комплекс Тамды на одних участках налегает на аллохтонный комплекс Кулкудук, а на других — на аллохтонный комплекс Букан;

2) в намюр-раннебашкирское время в южную миогеосинклиналь с севера поступал бокситовый материал. Считается, что латеритные коры выветривания (источник бокситового материала) развиваются по основным породам (Гинзбург, 1952). В данном случае — это породы либо комплекса Тамды, либо комплекса Кулкудук. В обоих случаях транспортировка материала осуществлялась через зону Букан;

3) в эвгеосинклинальном комплексе Тамды нет достоверных отложений эпохи варисского шарьирования. Во всех остальных комплексах такие отложения есть. При этом флишеидное осадконакопление эпохи шарьирования в эвгеосинклинальном комплексе Кулкудук началось раньше (в позднебашкирское или в начале раннемосковского времени), чем в южной миогеосинклинали, где начало такого осадконакопления приходится на конец раннемосковского и позднемосковское время.

Приведенные данные позволяют высказать предположение о том, что движение верхних шарьяжей началось раньше, чем шарьяжа Букан.

Отложения эпохи шарьирования свидетельствуют в пользу того, что формирование шарьяжей происходило под водой.

Движение тектонических пластин сопровождалось их внутренней деформацией — пластической и катакlastической. Пластическая деформация выражена в утонении слоев и в образовании складок. Показателем утонения является будинаж, очень широко развитый в аллохтонных комплексах. Обычно расстояние между будинами во много раз превышает длину самих будин, т. е. коэффициент продольного удлинения

слоев весьма значителен. Складки возникли в тектонических пластинах в результате процессов волочения и течения материала. Они резко асимметричные, часто лежащие, с осевыми поверхностями, параллельными наволокам, разделяющим тектонические пластины. Широко распространены «складки-будины», т. е. будины, смятые в лежащие Z- или S-образные складки. Нередки изоклинальные складки. Амплитуды складок первой стадии деформации находятся в пределах нескольких метров. Складчатых структур большого размера, возникших на этой стадии, выявить не удалось. Имеющиеся наблюдения позволяют лишь предполагать о развитии более крупных изоклинальных складок в шарьяже Букан.

На второй стадии деформации тектонические покровы и автохтонные образования были совместно смяты в антиформные и синформные складки, как линейные, так и брахиформные. Это — крупные складки большого радиуса. Большинство из них концентрические. Линейные структуры этой стадии деформации прослеживаются по простиранию на десятки километров. Со второй стадией деформации связано возникновение продольных разломов — сбросов, взбросов и надвигов. В эту стадию возникли те вертикальные складки и сопровождающие их разломы, которые определяют внешний облик складчатой структуры варисцид. Они в первую очередь обращают на себя внимание исследователей и изучаются в Кызылкуме с давних пор. Складкообразование в рассматриваемую стадию происходило на фоне накопления грубообломочных моласс позднекаменноугольного возраста.

Третья стадия деформации была связана с относительным движением Центрально-Кызылкумского блока к северу. По краям блока ранее возникшие складчатые формы были переориентированы (с образованием горизонтальных складок, горизонтальных флексур) и сжаты. Интенсивному сжатию подвергались также складчатые структуры Нура-тинского сектора. Кызылкум занимает характерное положение в системе Урало-Тяньшаньских варисцид — в углу между меридиональными структурами Урала и широтными структурами Южного Тянь-Шаня (рис. 28). Структуры Центрального Кызылкума, возникшие на третьей стадии деформации, вероятно, образовались в результате дисгармоничного горизонтального смятия внутри этого угла. Эта дисгармония затухает в южном направлении на широте гор Аристантау. Было достаточно минимального сжатия указанного угла для того, чтобы возник структурный рисунок, наблюдаемый в Центральном Кызылкуме.

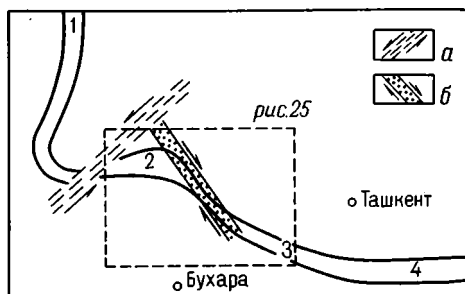


Рис. 28. Схема структурного положения Кызылкума

1—4 — структуры: 1 — Уральские, 2 — Центрального Кызылкума, 3 — Нура-тинских хребтов, 4 — Туркестано-Алая. а — зона Урало-Тяньшаньского сдвига, б — смыкающее крыло Кызылкумской горизонтальной флексуры

ОБ УСЛОВИЯХ ДВИЖЕНИЯ ШАРЬЯЖЕЙ КЫЗЫЛКУМА

Задачей данного раздела является приблизительная оценка физических интервалов, в которых было возможно движение шарьяжей Кызылкума. Ограниченность задачи обусловлена незнанием вязкостных свойств пород постели, физического состояния постели во время движения шарьяжа, характера движения (равномерное, импульсное) и некоторых других факторов. Оценка условий движения проведена с помощью формул, обоснованных в I части работы.

Нам известна средняя мощность аллохтона ($H=1000$ м), средняя мощность постели ($h=100$ м), сложенной песчано-сланцевой толщей московского яруса, и максимальная амплитуда перемещения ($L=100$ км). Известно, что шарьирование происходило в подводных условиях. Об этом свидетельствуют отложения эпохи шарьирования, которые формировались в кровле автохтона перед фронтом двигавшегося шарьяжа. Морские отложения накапливались в это время и на аллохтонном комплексе Букан.

Постель шарьяжа Букан местами несет явные признаки ее участия в процессе шарьирования — следы течения материала, каплевидные будины, окатыши и т. п. Такие текстуры указывают на вероятность вязкого (точнее — квазивязкого) поведения постели. Однако на других участках признаки течения материала постели полностью отсутствуют. Отсутствие следов течения не является доказательством невязкого поведения постели (см. часть I), но оно не позволяет исключить из рассмотрения механизм движения по жесткой постели.

Перемещение шарьяжа Букан на расстояние 100 км под действием тектонических сил, приложенных к тыльной части аллохтонной пластины, возможно по жесткой постели при $\lambda \geq 0,93$ или по вязкой постели — за 1 млн. лет при $\eta = 3 \cdot 10^{11}$ пз. Движение по жесткой постели в рассматриваемом случае менее вероятно.

Рассмотрим условия движения под действием гравитационных сил. Если превышение тыльной части аллохтонной пластины над ее фронтальной частью принять в разумных пределах ($h=10$ км), то угол склона $\alpha = 0^\circ 35'$. Это — максимально возможный угол скольжения для рассматриваемой аллохтонной пластины. Движения шарьяжа Букан по склону с таким максимальным углом наклона возможно по жесткой постели при $\lambda = 0,83$. Движение по вязкой постели — на расстояние 100 км за 1 млн. лет — должно было происходить при вязкости постели $\eta = 10^{12}$ пз. В целом физические условия движения шарьяжа Букан под действием гравитационных и тектонических сил оказались близкими. Они получились лишь немного более благоприятными в условиях гравитационного скольжения, но нельзя забывать, что расчет такого скольжения проведен при максимально возможной разнице высот между фронтальной и тыльной частями тектонической пластины.

ШАРЬЯЖ ТАМДЫ

Движение шарьяжа Тамды также происходило в подводных условиях, максимальная амплитуда перемещения $L=100$ км, мощность аллохтона $H=3$ км, а средняя мощность (h) олистостромовой толщи, служившей постелью шарьяжа, — 300 м. В постели шарьяжа Тамды чрезвычайно широко развиты различные текстуры течения. Такие текстуры обычны в олистостроме, они возникают в рыхлом осадке в процессе осадконакопления. Часто они ассоциируют с хаотичными текстурами. Для нас представляют интерес следы течения, возникшие в этой толще немного позднее — во время движения шарьяжа. По-видимому, свидетелями такого процесса являются следы течения, которые несут будины пластов песчаников среди сланцевой массы. Эти будины растащены на большие расстояния друг от друга, превращены в линзы или имеют каплевидную форму. При этом строение толщи не хаотично, отчетливо видна линейность всех элементов, по будинам можно восстановить родоначальный пласт и т. п. Такие явления скорее всего указывают на течение уже сформированной толщи и могут быть связаны с движением шарьяжа.

Рассмотрим условия движения шарьяжа Тамды по вязкой и вязкопластичной постели под действием гравитационных сил. При движении

по уклону $\lambda = 0^\circ 35'$ на расстояние 100 км на 1 млн. лет вязкость постели должна была быть 5×10^{12} пз. В случае вязко-пластичной постели необходимое значение λ в зависимости от эффективного угла внутреннего трения пород постели показано на рис. 29.

Вспомним, что в аккудукской свите, залегающей в одной из пластин аллохтонного комплекса Тамды, широко развиты структурные признаки, свидетельствующие о растяжении пластов. Такое явление естественно при гравитационном механизме движения и трудно совместимо с предположением о тектонических силах, приложенных к тыльной части пластины. Однако нельзя исключить участие тектонических сил в перемещении других пластин комплекса Тамды. Сочетание тектонических и гравитационных сил позволяет, с одной стороны, снизить требования к прочности пластин, а с другой — сделать возможным движение (при той же вязкости постели) по склону с меньшим уклоном. В заключение следует отметить, что состояние постели какого-либо современного шарьяжа не изучено и поэтому не исключено, что необходимые физические параметры постели достижимы в реальной обстановке значительно легче, чем это представляется на основании лабораторных испытаний небольших образцов.

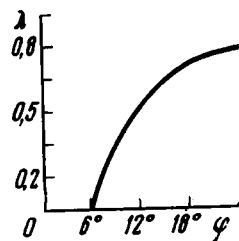


Рис. 29. Условия движения шарьяжа Тамды по вязко-пластичной постели под действием гравитационных сил

ВАРИСЦИДЫ КЫЗЫЛКУМА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Шарьяжная структура варисского Тянь-Шаня была расшифрована раньше, чем были обнаружены шарьяжи Кызылкума. По мере выделения аллохтонных комплексов для них были предложены собственные наименования — различные в разных регионах. Между тем варисские шарьяжи Тянь-Шаня и Кызылкума образуют единую систему, которую теперь уже можно проследить на территории обоих регионов. Так, например, тамдинскому аллохтону Кызылкума соответствует аллохтонный комплекс Шанкол в Южной Фергане и аллохтонный комплекс Шайдан в Северной Фергане (Буртман, Клишевич, 1971) и т. д. В предлагаемом кратком очерке строения Тянь-Шань-Кызылкумских варисцид удобнее не пользоваться этими местными наименованиями, а называть структурно-формационные комплексы в зависимости от их первичного положения в геосинклинальной системе. Осью этой системы являлась океаническая эвгеосинклинальная структура (см. рис. 27). Континентальные образования, сформированные севернее эвгеосинклинали, отнесены к северному типу, а отложения, накопившиеся южнее эвгеосинклинальной зоны, — к южному типу. В соответствии с этим на структурной схеме (см. рис. 11, 30) показаны пять структурно-формационных комплексов пород: два миогеосинклинальных, два геоантиклинальных и эвгеосинклинальный.

На севере Тянь-Шань-Кызылкумская система варисцид ограничена каледонской складчатой областью Северного Тянь-Шаня и Казахстана. Южнее варисцид расположены Таримский и Таджикско-Каракумский платформенные массивы. У края последнего в каменноугольное время, по-видимому, существовала эвгеосинклинальная зона; породы этой зоны обнажены на южном склоне Гиссарского хребта (Власов, Тарасенко, 1970).

Миогеосинклинальные образования южного типа представлены аспидной формацией силура; карбонатной формацией переменного стратиграфического объема в пределах среднего палеозоя — от 1000 до 5000 м; флишевой и олистостромовой формациями переменного страти-

графического объема в интервале от намюра до позднего карбона — от 50 до 500 м. Среди миогеосинклинальных образований находятся отложения, которые отличаются меньшей стратиграфической полнотой и, как правило, меньшей мощностью девонских и нижнекаменноугольных отложений. Некоторые из таких разрезов близки к разрезам геоантиклинального типа. В Северной Фергане (14, рис. 30) и Кокшаальском районе среди карбонатных толщ миогеосинклинального комплекса в живетском ярусе появляются линзы вулканогенных пород среднего и основного состава мощностью до 1500 м. Стратиграфические контакты рассматриваемых отложений с более древними породами известны в Кызылкуме.

Рассматриваемые миогеосинклинальные образования часто находятся в автохтонном залегании. Местами они наблюдаются в аллохтонном залегании. В Центрально-Кызылкумском секторе автохтонные миогеосинклинальные образования (см. рис. 11) распространены в Северном Букантау (2), Джетымтау (5), Тамдытау (6, 9), Аристантау (10), Кульджуктау (12), они обнажены также в тектонических окнах Кокпатас (3) и Окжетпес (4). В Нуратинском секторе эти образования в автохтонном залегании выведены на земную поверхность в тектонических окнах Дебелянд (18, рис. 11), на возвышенности Дарбаза (13) и в Зирабулак-Зиаэтдинских горах. В хр. Северный Нуратау находятся два аллохтонных массива (14, 15), сложенные миогеосинклинальными образованиями. Они тектонически лежат на геоантиклинальных отложениях южного типа.

В Туркестанском и Алайском хребтах (см. рис. 30) рассматриваемый комплекс формаций слагает несколько широтных полос и обнажен в тектонических окнах, из которых по соседству с Нуратинским сектором расположены окна Мальгузар (1) и Наука (2). Наибольшую площадь занимает этот комплекс пород в приосевой части Алайского и Кичикалайского хребтов (7), где он находится в автохтонном залегании. В пределах Ярунгузской (4), Актурской (12) и Сарычашминской (5) полос можно наблюдать надвигание миогеосинклинальных образований на геоантиклинальные. В Туркестанском хребте значительным развитием пользуются миогеосинклинальные образования в параавтохтонном залегании, т.е. надвинутые на миогеосинклинальные же отложения. В Восточно-Алайском районе они известны в автохтонном залегании в пределах Кульгеджилинской полосы (10) и около Сулутерекского массива древних пород (13). В Северной Фергане рассматриваемые образования находятся в автохтонном положении (14).

Геоантиклинальные образования южного типа (в Кызылкуме — комплекс Букан) имеют неполный стратиграфический разрез и обычно сокращенную мощность среднепалеозойских отложений. Геоантиклинальный комплекс сложен следующими формациями, которые распространены в виде линз и замещают друг друга на площади региона: аспидной формацией силура — от 1 до 3 км, карбонатной формацией лудлова — раннего девона — от 0 до 500 м, граувакковой формацией девона — от 0 до 1000 м, кремнисто-сланцевой формацией девона — от 0 до 500 м, кремнисто-карбонатной и карбонатной формациями раннего и среднего карбона — от 0 до 500 м, флишевой и олистостромовой формациями среднего карбона — от 0 до 1000 м. В Восточно-Алайском, Северо-Ферганском и Кокшаальском районах в разрезах геоантиклинального типа среди терригенных пород местами залегают пачки основных и средних эффузивов девонского возраста, сближающие эти разрезы с отложениями эвгеосинклинального типа. В конкретных стратиграфических разрезах обычно присутствуют две-три из перечисленных формаций, в Тянь-Шане чаще всего кремнисто-карбонатная формация залегает непосредственно на аспидной; последняя развита повсеместно.

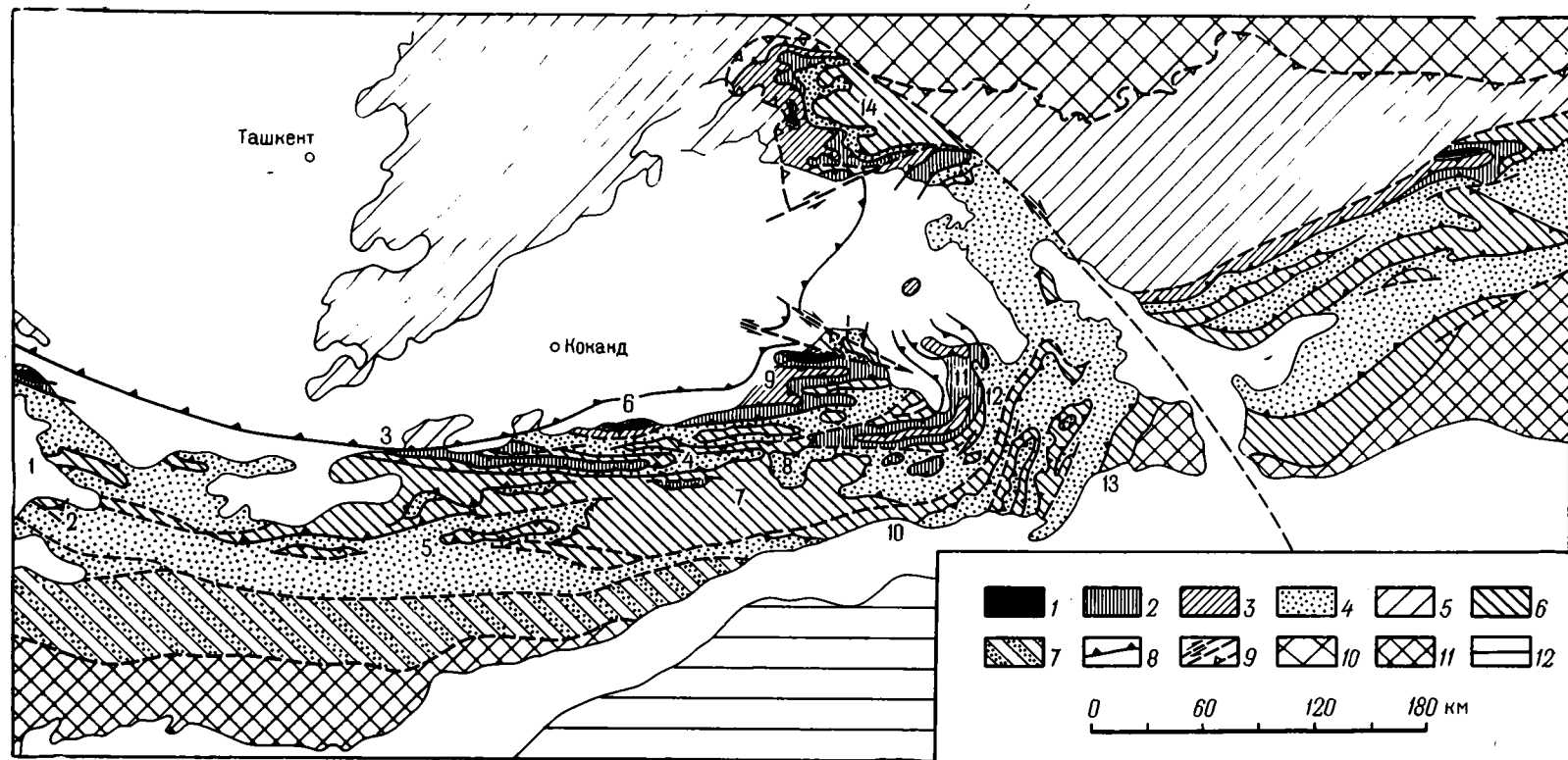


Рис. 30. Схематическая карта структурно-формационных комплексов варисского Тянь-Шаня (орогенные отложения и интрузии не показаны). По В. С. Буртману и Г. С. Поршнякову (1972) с небольшими изменениями

1—2 — эвгеосинклинальный комплекс (1 — ультрабазиты и габброиды, 2 — варисские эвгеосинклинальные отложения); 3—4 — геосинклинальные комплексы (3 — северного типа, 4 — южного типа); 5—6 — миогеосинклинальные комплексы (5 — северного типа, 6 — южного типа); 7 — районы с нерасшифрованной структурой аллохтонных комплексов, залегающих на миогеосинклинальном автохтоне; 8 — главные наволоки эпохи шарьирования; 9 — более поздние разломы; 10 — каледониды; 11 — докембрийские платформенные массивы; 12 — Памир. Цифры на схеме: 1 — окно Мальгузар, 2 — окно Наука, 3—4 — Надирская полоса, 5 — Сарычашминская полоса; 6 — Канская полоса, 7 — Кичикалайский хребет, 8 — Тегермачский останец, 9 — горы Карачатыр, 10 — Кульгеджелинская полоса, 11 — Киргизатинская полоса, 12 — Ак-турская полоса, 13 — Сулутерекский массив, 14 — Северная Фергана

В Кызылкуме рассматриваемые геонтиклинальные образования развиты на возвышенностях Букантау, Джетымтау, Тамдытау, Сангрунтау и др. На всех этих участках, а также в тектонических окнах Дейбеянд (18, рис. 11), Мальгузар (1, рис. 30), Наука (2, рис. 30) и на возвышенности Дарбаза (13, рис. 11) можно видеть, что геонтиклинальные образования шарьированы на миогеосинклинальные отложения.

В Алайском и Восточно-Алайском хребтах геонтиклинальные образования описываемого типа повсеместно находятся в аллохтонном залегании, они шарьированы на миогеосинклинальные отложения южного типа. Особенно эффектен Тегермачский останец шарьяжа (8, рис. 30) — полого, местами почти горизонтально залегающий аллохтонный массив, имеющий в поперечнике около 20 км. В Северной Фергане и Кокшаальском районе рассматриваемые образования также тектонически залегают на миогеосинклинальных породах южного типа.

Эвгеосинклинальные образования варисцид (в Кызылкуме — комплекс Кулкудук) представлены следующими формациями: аспидной, вулканогенно-терригенной или кремнисто-терригенной формациями силура — более 1000 м, спилит-диабазовой и андезито-базальтовой формациями девона — от 500 до 3000 м, кремнисто-карбонатно-туфовой формацией раннего карбона — до 500 м. Местами среди эффузивов содержатся мощные пачки карбонатных пород и кремнистых сланцев. К эвгеосинклинальным образованиям принадлежит также комплекс ультрабазитов и габброидов, слагавший фундамент эвгеосинклинали. Трансгрессивное налегание девонской спилит-диабазовой формации на габброиды габбро-гипербазитового комплекса можно видеть в пределах Надирской полосы (3—4, рис. 30) на северном склоне Алайского хребта.

В Кызылкуме эвгеосинклинальные образования известны в Северном Нуратау. Они залегают в основании аллохтонных массивов Хиссар (16, рис. 11) и Устахан (17, рис. 11), слагая тектонические пластины, которые шарьированы на геонтиклинальные образования южного типа. Небольшие тектонические листы эвгеосинклинальных пород можно видеть на возвышенностях Джетымтау (5, рис. 11) и Сангрунтау (11, рис. 11), они могут быть обнаружены и в Тамдытау. В Южной Фергане рассматриваемые отложения распространены на северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов и в их предгорьях. Эти отложения шарьированы здесь на геонтиклинальные терригенные и маломощные карбонатные отложения среднего палеозоя. В Северной Фергане эвгеосинклинальные формации тектонически залегают на терригенных толщах геонтиклинального разреза южного типа.

Эвгеосинклинальные и геонтиклинальные образования слагают также аллохтонные единицы в пределах Гиссарского и Зеравшанского хребтов и Зирабулак-Знаэтдинских гор. Недостаточная структурно-геологическая изученность этих площадей не позволяет оконтурить такие аллохтонные единицы.

Океанический фундамент эвгеосинклинали в процессе шарьирования вел себя автономно, и ныне комплекс ультрабазитов и габброидов слагает самостоятельные тектонические пластины, которые подстилают, а чаще перекрывают пластины, сложенные эвгеосинклинальными отложениями. В Тамдытау (7, рис. 11) ультрабазиты и габброиды слагают тектоническую пластину, полого лежащую на геонтиклинальных образованиях южного типа. В Нуратинском секторе рассматриваемый комплекс пород (см. рис. 11) участвует в строении аллохтонных массивов Хиссар (16), Устахан (17) и Дарбаза (13). Ультрабазиты и габброиды тектонически залегают в одних местах на варисских эвгеосинклинальных, а в других — на геонтиклинальных образованиях южного типа. На комплекс ультрабазитов и габброидов в этом районе тектонически

налегают метаморфические сланцы, которые, вероятно, принадлежат к варисской геоантиклинальной зоне северного типа. В Южной Фергане (см. рис. 30) в пределах Канской полосы (6) и в горах Карачатыр (9) на ультрабазилах тектонически лежат метаморфические сланцы, а в Киргизатинской (11) полосе — эффузивы эвгеосинклинального разреза. Ультрабазито-базитовый комплекс широко распространен в Северной Фергане, где породы этого комплекса также залегают под тектоническими пластинами, сложенными геоантиклинальными образованиями северного типа и эвгеосинклинальными образованиями.

Геоантиклинальные образования северного типа представлены мало мощными терригенно-карбонатными, карбонатными и кремнисто-карбонатными формациями девона и раннего карбона. В горном обрамлении Ферганы эти отложения налегают на зеленые метаморфические сланцы. Геоантиклинальные отложения северного типа совместно с метаморфическими породами их фундамента большей частью находятся в отчетливом аллохтонном залегании. Во многих аллохтонных массивах, включая все массивы Кызылкума, сохранились лишь метаморфические породы фундамента геоантиклиналей.

На территории Центрального Кызылкума в аллохтонном залегании находятся эвгеосинклинальные отложения позднего докембрия и кембрия, которые подобны отложениям, слагающим фундамент северной миогеосинклиналей (Срединного Тянь-Шаня). По-видимому, и в Кызылкуме их следует рассматривать как породы фундамента варисской геоантиклинальной и миогеосинклинальной зон северного континента. Эти породы и рифейские (?) метаморфические сланцы объединены в Кызылкуме в аллохтонный комплекс Тамды. Эффектно положение рассматриваемого комплекса пород в Северном Тамдытау (см. рис. 11), где он слагает два крупных аллохтонных массива (7, 8), полого залегающих на комплексе ультрабазитов и габброидов и на геоантиклинальных отложениях южного типа. В Нуратинском секторе метаморфические сланцы комплекса Тамды тектонически налегают на эвгеосинклинальные отложения и на геоантиклинальные образования южного типа. В Южной Фергане — на территории гор Карачатыр (9, рис. 30) и хр. Кичикалай — геоантиклинальные образования северного типа шарьированы на варисские эвгеосинклинальные породы. В Северной Фергане они тектонически налегают на миогеосинклинальные образования южного типа и на эвгеосинклинальные отложения.

Миогеосинклинальные образования северного типа. Во внешней своей части, прилегающей к каледонидам, миогеосинклинальный бассейн унаследовал позднекаледонский молассовый прогиб. В разрезе этой зоны на нижнепалеозойских эвгеосинклинальных породах залегает пестроцветная молассовая формация среднего—верхнего девона (более 1000 м), а на ней — карбонатная формация (более 2000 м) позднего девона и раннего карбона. В направлении к югу, внутрь геосинклинальной системы, верхняя часть, молассового комплекса замещается карбонатно-терригенными отложениями. Под ними в разрезе появляются кислые эффузивы раннего — среднего девона и аспидная формация раннего силура. В Северной Фергане, в бассейне р. Ярыкташ, по данным Г. С. Поршнякова, миогеосинклинальные образования северного типа надвинуты на геоантиклинальные образования северного типа. На северном склоне Сулюктинских гор (10, рис. 30) весьма вероятен надвиг миогеосинклинальных образований северного типа на эвгеосинклинальные отложения.

Перечисленные структурно-формационные комплексы варисцид граничат друг с другом по складчато дислоцированным поверхностям шарьирования, образуя пакеты тектонических пластин. Чередование комплексов в этих пакетах систематически повторяется на разных участках региона.

Среди наволоков можно различать главные и локальные, а среди главных наволоков — первичные и вторичные. Главные наволоки разделяют разные структурно-формационные комплексы пород. Первичный наволок — это тектоническая поверхность, по которой комплекс пород, отвечающий первичной геотектонической зоне, был шарьирован на породы соседней первичной зоны. Вторичные наволоки возникали в процессе движения шарьяжей, они нередко пересекали пакеты аллохтонных пластин. По вторичным наволокам могут быть шарьированы друг на друга любые комплексы пород, возможно сдвигание пакетов пластин и т. д. Перемещение по локальным наволокам не выходило за пределы одного геотектонического комплекса *.

Исследования, позволяющие выявить среди наволоков первичные, вторичные и локальные, включают: 1) фациальный и формационный анализ отложений, разделенных поверхностью шарьирования, 2) сопоставление последовательности залегания аллохтонных комплексов в геологических разрезах разных участков региона и 3) изучение структурных соотношений наволока со слоистостью вышележащих и нижележащих пород. В результате такого анализа могут быть выявлены нормальные (полные и неполные) и аномальные ряды аллохтонных комплексов в геологическом разрезе региона. В нормальных рядах аллохтонные комплексы разделены лишь первичными поверхностями шарьирования, а в аномальных — первичными и вторичными поверхностями. Полный нормальный ряд аллохтонных комплексов в геологическом разрезе варисцид Тянь-Шаня и Кызылкума может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

- 1) миогеосинклинальные образования южного типа,
- 2) геоантиклинальные образования южного типа,
- 3) образования с неполными или сокращенными карбонатными разрезами среднего палеозоя, в той или иной мере близкие геоантиклинальным образованиям,
- 4) комплекс ультрабазитов и габброидов,
- 5) эвгеосинклинальные образования,
- 6) комплекс ультрабазитов и габброидов,
- 7) геоантиклинальные образования северного типа,
- 8) миогеосинклинальные образования северного типа.

В неполных нормальных разрезах тот или иной член ряда отсутствует. Часто выпадают из разреза его третий и четвертый члены, а иногда и некоторые другие.

Результаты исследования в Тянь-Шане флишевых и олистостромовых образований, формировавшихся перед фронтом двигавшихся тектонических пластин, свидетельствуют о длительности процесса шарьирования. Этот процесс развивался в течение всего среднего карбона, достигнув максимума в московское время. При этом возраст отложений эпохи шарьирования под подошвой тектонических пластин, сложенных геоантиклинальными породами северного типа и эвгеосинклинальными породами, обычно несколько более древний, чем под подошвой нижних тектонических пластин.

Шарьирование испытали еще нескладчатые толщи. Складки, возникшие в процессе шарьирования, обычно имеют небольшие размеры. Они формировались в каждой пластине автономно в результате процессов течения и волочения и не выходят за пределы одной пластины. Лишь в редких случаях можно предполагать развитие складчатых деформаций эпохи шарьирования, которые охватывали несколько тектонических пластин. Вероятно, такие деформации возникли в уже гото-

* В Кызылкуме локальные надвиги широко распространены среди миогеосинклинальных образований Северного Тамдытау и в других районах. В данной работе локальные надвиги не рассматриваются.

вых пакетах тектонических пластин при их дальнейшем продвижении.

При формировании рассматриваемой системы амплитуда перемещения отдельных геотектонических комплексов на большей части территории была в пределах 100 км. Общее поперечное сокращение геосинклинальной системы в процессе шарьирования в разных секторах оценивается в интервале от 150 до 300 км. При определении поперечного сокращения не учтено изменение ширины зоны выходов океанического фундамента (см. рис. 27, *е*), так как оно совершенно неизвестно, и надвигание геоантиклинальной зоны северного типа, которое трудно оценить. Таким образом, поперечное сокращение геосинклинальной системы в эпоху шарьирования могло быть значительно большим. В орогенную эпоху продолжающееся поперечное сокращение геосинклинальной системы осуществлялось путем формирования вертикальных складок, в которые были смяты тектонические пластины и орогенные отложения. В конце перми все ранее возникшие структурные формы, включая вертикальные складки орогенной эпохи, были смяты в большие горизонтальные складки, горизонтальные флексуры и разбиты сдвигами. На предыдущей стадии избирательность деформаций еще считалась с зональностью геосинклинальной системы. На этой последней стадии возникают структурные формы, резко секущие по отношению к прошлой зональности.

И шарьирование, и вертикальное складкообразование происходят в одном режиме деформаций: в обоих случаях имеет место поперечное сокращение геосинклинальной системы, которое компенсируется ее удлинением («утолщением») вдоль вертикальной оси. При переходе от стадии вертикальных к стадии горизонтальных складок происходит коренное изменение режима деформаций. На этой третьей стадии перераспределение материала происходит в горизонтальной плоскости, а вертикально ориентирована нейтральная ось эллипсоида деформаций. При указанной ориентировке главных осей деформации складкообразование может не сопровождаться орогенезом и продолжаться на фоне платформенного развития территории. Именно в такой обстановке происходит переход от орогенного этапа к платформенному. Начало стадии горизонтальных складок и сдвигов можно рассматривать в качестве индикатора, указывающего на то, что регион вступает на платформенный путь развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

К части I

- Аникеев К. А. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. М., «Недра», 1964, 168 с.
- Ахматов А. С. Молекулярная физика граничного слоя. М., 1963, 472 с.
- Белостокский И. И. Тектонические покровы. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970, с. 131—169.
- Беляков Л. В. О роли давления поровых вод в механизме крупных надвиговых покровов. — «Геотектоника», № 4, 1968, с. 20—36.
- Буртман В. С. Динамика процесса шарьирования (гравитационные и инерционные силы). — В сб.: Вопросы динамики эндогенных процессов. Л., 1972, с. 24—27.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. Ч. III. М., Изд-во АН СССР, 1963, 543 с.
- Горькова И. М. Структурные и деформационные особенности осадочных пород различной степени уплотнения и литификации. М., «Наука», 1965, 128 с.
- Горькова И. М. Теоретические основы оценки осадочных пород в инженерно-геологических целях. М., «Наука», 1966, 136 с.
- Горькова И. М., Челик В. Ф., Рябичева К. Н. О природе пльвучести песчано-коллоидных пород. — «Труды Лаб. гидрогеол. проблем», т. 15, 1957, с. 62—152.
- Ержанов Ж. С., Саганов А. С., Гуменюк Г. Н. и др. Ползучесть осадочных горных пород. Изд-во «Наука» КазССР, Алма-Ата, 1970, 208 с.
- Иванов П. Л. Разжижение песчаных грунтов. М., Госэнергоиздат, 1962, 260 с.
- Киссин И. Г. Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М., «Наука», 1967, 135 с.
- Киссин И. Г. Об исследованиях роли воды в сейсмических процессах. — «Физика Земли», № 3, 1971, с. 39—48.
- Краесс М. С., Ушаков С. А., Фадеев В. Е. О реологических свойствах тектоносферы. — «Геология и геофизика», № 6, 1969, с. 59—67.
- Кропоткин П. Н., Валаев Б. М. О природе аномально высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях. М., Изд-во АН СССР, серия геол. № 11, 1965, с. 29—46.
- Кунтыш М. Ф. Особенности процесса деформирования и разрушения горных пород. — В кн.: Исследования прочности и деформируемости горных пород. М., «Наука», 1973, с. 16—39.
- Маслов Н. Н. Основы механики грунтов и инженерной геологии. М., Авто-трансиздат, 1961, 707 с.
- Михайлов Н. В., Ребиндер П. А. Структурно-механические свойства дисперсных и высокомолекулярных систем. — «Коллоидный журнал», т. 17, № 2, 1955, с. 107—119.
- Пучков С. В. О корреляции скорости сейсмических колебаний частиц с явлениями разжижения водонасыщенного песка. — «Труды Ин-та физики Земли», № 21 (188). 1962, с. 50—60.
- Ребиндер П. А. Структурно-механические свойства глинистых пород и современные представления физико-химии коллоидов. — «Труды Совещания по инженерно-геол. свойствам горных пород», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 31—44.
- Ребиндер П. А. Физико-химическая механика дисперсных структур. — В сб.: Физико-химическая механика дисперсных структур. М., «Наука», 1966, с. 3—17.
- Резвой Д. П. К проблеме шарьжей в Алайском хребте. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», № 4, 1969, с. 24—36.
- Рейнер М. Реология. М., «Наука», 1965, 223 с.
- Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М., Изд-во иностр. лит., 1963, 670 с.
- Рустанович Д. Н. Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 года. М., «Наука», 1967, 95 с.
- Тхостов Б. А. Начальные пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. М., Гостоптехиздат, 1960, 107 с.
- Флорин В. А. Основы механики грунтов. Т. II. Госстройиздат, 1961, 543 с.
- Хендин Д. Прочность и пластичность. — В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1961, с. 211—272.
- Bishop A. W., Henkel D. J. The measurement of soil properties in the triaxial tests. London, 1957, 190 p.

- Hanshaw B. B., Zen E.-a. Osmotic equilibrium and overthrust faulting. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, N 12, 1966, p. 1379—1385.
- Hubbert M. K., Rubey W. W. The role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 70, N 2, 1959, p. 115—206.
- Hsü K. J. Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and landsliding. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, N 6, 1969, p. 927—952.
- Merla G. Geologia dell' Appennino Settentrionale. — *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 70, fasc. 1, (1951), 1952, p. 95—382.
- Oldham R. D. Eatton, «know your faults». — *Geol. Soc. London Quart. Journ.*, 77, pt. 1, 1921, p. 77—92.
- Platt L. B. Fluid pressure in the thrust faulting, a corollary. — *Amer. Journ. Sci.*, 260, N 2, 1962, p. 107—114.
- Raleigh C. B., Griggs D. T. Effect of the toe in the mechanics of overthrust faulting. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 74, 1963, p. 819—830.
- Raleigh C. B., Peterson M. S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. — *Journ. Geoph. Res.*, 70, N 16, 1965, p. 3965—3985.
- Rudzki M. P. *Physik der Erde*. Leipzig, 1911, p. 584.
- Smoluchowski M. S. Some remarks on the mechanics of overthrusts. — *Geol. Mag. new ser.*, dec. V, VI, 1909, p. 204—205.

к части II

- Абдуазимова З. М., Ахбер Д. Я., Старцев О. И. и др. Первые находки ордовикских граптолитов в Северном Урату. — *Докл. АН СССР*, 187, № 5, 1969, с. 1115—1116.
- Айсанов Я. Б. Стратиграфия палеозойских отложений восточной части Кульджука. — *«Узб. геол. журнал»*, № 5, 1968, с. 61—67.
- Арипов А. А., Ахметджанов М. А., Борисов О. М. и др. Геологическое строение области сочленения герцинских структур Донбасса, Урала и Тянь-Шаня. Изд-во «Фан», Ташкент, 1969, 131 с.
- Аскаров Ф. А., Бигаева А. Р. К геохронологии магматических процессов Кызылкумов. — *«Узб. геол. журнал»*, № 4, 1965, с. 54—57.
- Ахметджанов М. А., Базарбаев Э. Р. Новые данные о возрасте копатасской свиты Букантау. — *«Узб. геол. журнал»*, № 6, 1967, 82 с.
- Ахметджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Т. I (Западный Узбекистан). Изд-во «Фан», Ташкент, 1967, 162 с.
- Ахметджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Базарбаев Э. Р. и др. К стратиграфии допалеозойских и палеозойских образований Центральных Кызылкумов. — *«Узб. геол. журнал»*, № 2, 1970, с. 13—18.
- Барковская Е. И., Корсаков В. С., Пяновская И. А. и др. Новые данные по стратиграфии Зирабулакских гор. — *«Узб. геол. журнал»*, № 3, 1966, с. 27—33.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. О возрасте и генезисе золотого оруденения Мурунтау. — *«Докл. АН СССР»*, т. 197, № 6, 1971, с. 1383—1386.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань) — *«Труды Геол. ин-та АН СССР»*, вып. 104. М., Изд-во АН СССР, 1964, 143 с.
- Буртман В. С. О горизонтальных складках. — *«Геотектоника»*, № 2, 1968, с. 19—32.
- Буртман В. С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. — *«Известия АН СССР, сер. геол.»*, № 9, 1968, с. 55—69.
- Буртман В. С. О тектонике варисид пустыни Кызылкум. — *«Докл. АН СССР»*, т. 195, № 1, 1970, с. 155—158.
- Буртман В. С. К исследованию эволюции складчатого процесса внутри тектонического цикла. — *«Известия АН СССР, сер. геол.»*, № 1, 1970, с. 42—51.
- Буртман В. С. О развитии геосинклинальной складчатости. — *«Геотектоника»*, № 2, 1972, с. 15—24.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане. — *«Геотектоника»*, № 1, 1971, с. 103—117.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л. О структурном положении ультрабазитов и метаморфических сланцев Южного Тянь-Шаня. — *«Докл. АН СССР»*, т. 206, № 3, 1972, с. 671—674.
- Буртман В. С., Поршняков Г. С. Варисиды Тянь-Шаня и Кызылкума. — В сб.: *Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР (тезисы докладов)*. М., 1972, с. 37—38.
- Буртман В. С., Шмидт О. А. Исследование складчатой структуры Теремачского останца шарьяжа (Южный Тянь-Шань). — *«Докл. АН СССР»*, т. 190, № 5, 1970, с. 1165—1168.
- Власов Н. Г., Тарасенко А. Т. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. — В сб.: *Вопросы геологии Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ*, т. 168. Л., 1970, с. 107—129.
- Гарьковец В. Г., Вольфсон Н. Б., Хваловский А. Г. Урало-Тянь-шаньский сдвиг и его роль в соотношении палеозойских структур Урала и Тянь-Шаня. — *«Докл. АН СССР»*, т. 176, № 5, 1967, с. 1127—1130.

Гарьковец В. Г. О закономерностях строения и развития магнетитового пояса Среднего Тянь-Шаня. — «Узб. геол. журнал», № 5, 1970, с. 5—9.

Гинзбург И. И. Латеритное выветривание, как источник бокситов. — В кн.: Коры выветривания. Вып. I. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 247—250.

Ишназаров Н. И., Подкопаев П. Н. О возрасте нижней базальной учкулачской подсыты в горах Ханбандытау. — «Узб. геол. журнал», № 1, 1969, с. 79—80.

Лихачев Ю. А., Владимировский В. С., Малова Э. В. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. серия», т. 105. М., Гостоптехиздат, 1963, 118 с.

Лошкин Ю. И., Мазанченко Н. А. Новые данные по стратиграфии силурийских отложений Каракчатау (Ю. Нуратау). — «Узб. геол. журнал», № 1, 1969, с. 41—43.

Лошинин В. П., Халецкая О. Н. Ритмостратиграфия тасказганской свиты в урочище Тасказган. — «Узб. геол. журнал», № 3, 1969, с. 60—64.

Набиев К. А., Лутфуллаев С. Л. К вопросу литологического расчленения карбонатных пород гор Актау. — «Узб. геол. журнал», № 4, 1966, с. 23—29.

Набиев К. А., Лутфуллаев С. Л. Литология и стратиграфия девонских и каменноугольных карбонатных отложений гор Букантау, Джетымтау, Джартас. — «Узб. геол. журнал», № 3, 1967, с. 55—63.

Набиев К. А., Лутфуллаев С. Л. Новые данные о верхнедевонских отложениях Северного Нуратау. — «Узб. геол. журнал», № 5, 1970, с. 76—79.

Огнев В. Н., Белькова Л. Н., Конгро О. Г. Докембрий Кызылкумов и проблема связи Тянь-Шаня и Урала. «Вестник Ленингр. ун-та», № 6, 1968, с. 21—30.

Палеозой. Стратиграфия УзССР (кн. 1). Изд-во «Фан», Ташкент, 1965, 395 с.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», № 4, 1969, с. 5—24.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — «Докл. АН СССР», т. 196, № 3, 1971, с. 657—660.

Поршняков Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьяно-ртутного пояса. — Уч. зап. САИГИМС, вып. 6, 1961, с. 29—48.

Пятков К. К. О тектоническом строении палеозойских отложений гор Актау (Ю. Нуратау). — «Узб. геол. журнал», № 1, 1970, с. 57—60.

Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Кызылкумов. М., Госгеолтехиздат, 1963, 31 с.

Пятков К. К., Бухарин А. К., Пяновская И. А. Стратиграфия палеозойских образований гор Сангрунтау. Ин-т геологии и геофизики АН УзССР. Сб. научн. трудов, вып. 3. Изд-во «Наука» УзССР, Ташкент, 1964, с. 102—107.

Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. и др. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Изд-во «Фан», Ташкент, 1967, 178 с.

Пятков К. К., Быковский Ю. К., Енчикова А. Ф. Эффузивные образования Центральных Кызылкумов. — «Труды Мин-ва геологии УзССР», вып. 5, 1968, с. 121—130.

Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. и др. О возрасте метаморфических толщ Западного Узбекистана. — В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня, Алма-Ата, 1969, с. 224—226.

Пятков К. К., Пяновская И. А., Быковский Ю. К. и др. О биогермах палеозоя гор Тамдытау. — «Узб. геол. журнал», № 2, 1969, с. 38—42.

Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1959, 130 с.

Сабдюшев Ш. Ш. К стратиграфии силурийских отложений гор Тамдытау. — «Узб. геол. журнал», № 5, 1970, с. 88—90.

Сабдюшев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Структурное положение и возраст офиолитов Западного Узбекистана. — «Докл. АН СССР», т. 197, № 4, 1971, с. 903—1131.

Сабдюшев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан). — «Геотектоника», № 5, 1971, с. 27—37.

Сабдюшев Ш. Ш., Яскович Ю. В., Поникленко И. А. и др. Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау. Изд-во «Фан», Ташкент, 1969, 16 с.

Соловьева М. Н. К стратиграфии верхнего палеозоя Кызылкумов. — «Докл. АН СССР», т. 100, № 3, 1955, с. 545—546.

Соловьева М. Н. Стратиграфия и фузулиновые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1963, 134 с.

Соловьева М. Н., Чехович В. Д. Очерк стратиграфии и геологического строения горы Меришкор (хр. Нуратау). — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. 33, № 2, 1958, с. 55—56.

Стародубцева А. С., Рывкин М. Л. К стратиграфии палеозоя гор Аристантау. — «Докл. АН УзССР», № 4, 1955, с. 11—12.

Тектоническая карта Узбекской ССР. Изд-во «Фан», Ташкент, 1967.

Шульц С. С. (младший). Кызылкумско-Алайская система варисид и ее сочленение с Уралом. — «Бюлл. МОИП», № 5, 1966, с. 5—33.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

При расшифровке строения шарьированной складчатой области особое значение приобретает биостратиграфическая характеристика геологических разрезов. Здесь действительно «платформенные» принципы определения стратиграфической принадлежности по относительному положению породы в геологическом разрезе, и успех дела во многом зависит от полноты биостратиграфической характеристики. В Кызылкуме разными исследователями собрано значительное количество ископаемых органических остатков. Они нередко привязаны к «стратиграфическим разрезам», которые составлены из разновозрастных отложений автохтона и аллохтона. Поэтому простая ссылка на автора сборов не всегда достаточна. Ниже в виде построчных примечаний помещено биостратиграфическое обоснование предлагаемых тектонических построений. При их составлении автор стремился отобрать из списков формы, имеющие более узкий возрастной интервал распространения, а в случае смешанных комплексов — наиболее молодые формы. Полные списки ископаемых форм, фамилии авторов определений и точную географическую привязку местонахождений можно найти в работах, на которые сделаны ссылки.

- 1 — *Hysterolites nereis* Вагг и др. (Палеозой. ., 1965).
- 2 — *Squameofavosites cf. uralensis* Vov. и др. (И. Т. Ташпулатов, 1968 г.).
- 3 — *Hysterolites* ex. gr. *nereis* Вагг. и др. (Набиев, 1966).
- 4 — *Atrypa cf. granulifera* Вагг., *Paramphipora cf. blokhini* Javog.; *Favosites cf. hisingeri* var. *regularis* Rukh. и др. (Пятков, 1964; Набиев, 1969 г.).
- 5 — *Conchidella pseudobaschkirica* Tschern., *Eospirifer irbitensis* Tschern., *Emanuella subumbona* Hall. и др. (Пятков, 1963).
- 6 — *Stringocephalus burtini* Defr., *Amphipora ramosa* Phill. и др. (Пятков, 1963; Набиев, 1966).
- 7 — *Eospirifer irbitensis* Tschern. (Пятков, 1963).
- 8 — *Stringocephalus burtini* Defr.; *Amphipora ramosa* Phill. и др. (Пятков, 1963).
- 9 — *Eospirifer irbitensis* Tsch., *Sieberella sieberi* Buch. и др. (Соловьева, 1955).
- 10 — *Profusulinella biconiformis* Kir., *P. ex gr. rhomboides* Lee et Chen и др. (Соловьева, 1955).
- 11 — *Chaetetes salairicus* Dubat.; *Cyclocyclus carinatus* Yelt., *C. impatus tuberculata* Yelt. (Набиев, 1969 г.).
- 12 — *Stringocephalus burtini* Defr. и др. (Лихачев, 1963).
- 13 — *Amphipora* ex gr. *vesiculosa* Ермак. (К. К. Пятков, 1966 г.).
- 14 — *Stringocephalus burtini* Defr. и др. (К. К. Пятков, 1966 г.).
- 15 — *Stropheodonta uralensis* Vern., *Productella cf. mesodevonica* Nal., *Corinatina* aff. *arimespus* Eichw. и др. (Пятков, 1963).
- 16 — *Entrochus biarticulatus* Quenst., *Pentagonocyclicus* sp. (Лихачев, 1963).
- 17 — *Amphipora ramosa* var. *minor* Rjab., *A. patokensis* var. *minor* Rjab. и др. (Лихачев, 1963; Пятков, 1967).
- 18 — *Theodossia anossofi* Vern., *Cyrthospirifer cf. brodi* Wen. (Пятков, 1967).
- 19 — *Quasiendothya communis* Raus., *Q. ex gr. kobcitusana* Raus., *Q. mirabilis* Raus. и др. (Стародубцева, 1955).
- 20 — *Theodossia anossofi* Vern., *Hyperammina elegans* Raus. et Reittl., *Parathuramina cushmani minima* Ant., *Vicinisphaera angulata* Ant., *V. grandis* Reittl. и др. (К. К. Пятков, 1963 г.).
- 21 — *Theodossia anossofi* Vern. (К. К. Пятков, 1966 г.).
- 22 — *Cyrthospirifer aquilinus* Rom.; *Bisphaera irregularis* Bir., *Parathuramina cf. cushmani* Sul., *Glomosparinella* aff. *rara* Lip. (С. А. Кушнар, 1939 г.; Набиев, 1967).

- 23 — *Aulina* aff. *carinata* I., *Eostaffella* sp., *Parastaffella* sp. и др. (К. К. Пятков, 1966 г.).
- 24 — *Pugnoides triaegalis* Goss. и др. (П. П. Чуенко, 1947 г.).
- 25 — *Chaetetes tenuiradiatus* Sok., Ch. ex gr. *janischewskyi* Sok., *Eostaffella mosquensis* Viss., *E. pseudostruvei* Raus. et Reith. (К. К. Пятков, 1967 г.).
- 26 — *Productus lobatus* Sow., *Canerina undata* Defr. и др. (К. К. Пятков, 1957 г.).
- 27 — *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Semich. и др.; *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *A. rugosus* Raus., *Eostaffella paraprotvae* Raus., *Pseudostaffella* cf. *antiqua* Dutk. и др. (К. К. Пятков, 1963 г.).
- 28 — *Eostaffella* ex gr. *postmosquensis* Kir., *Endothyra* cf. *eostaffelloides* Reith., *Pseudostaffella* aff. *lata* Grozd. et Leb., *Profusulinella* ex gr. *ovata* Raus., *P. prisca sphaeroidea* Raus., *P. librovitchi* Dutk., *Eofusulina triangula* Raus. и др. (К. К. Пятков, 1963 г.).
- 29 — *Choristites* ex gr. *mosquensis* Fisch., Ch. cf. *priscus* Eich.; *Profusulinella* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Pseudostaffella* sp. и др. (И. Т. Ташпулатов, 1968 г.).
- 30 — *Eostaffella pseudostruvei chomatifera* Kir., *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Profusulinella staffellaefornis* Kir. и др. (Набиев, 1967; Пятков, 1967).
- 31 — *Profusulinella prisca angulata* Sol., *Fusulinella* cf. *praecoloniae* Saf. и др. (Ш. Ш. Сабдюшев, 1969 г.).
- 32 — *Meekella striatocostata* Cox. и др.; *Schizostroma marginata* Eichw. (Пятков, 1963).
- 33 — *Eostaffella* sp., *Pseudostaffella* ex gr. *gorskyi* Dutk., *Tuberitina maljavkini* Mikh. *Palaeotextularia* sp. (Пятков, 1957).
- 34 — *Eostaffella* cf. *parastruvei* Raus., *Profusulinella* cf. *prisca* Deprat. и др. (определение М. Н. Соловьевой из сборов автора в 1,2 км южнее колодца Баймен, горы Тубаберген, Букантау).
- 35 — *Aljutovella* sp. (определение М. Н. Соловьевой из сборов автора в 1,2 км южнее колодца Баймен, горы Тубаберген, Букантау).
- 36 — *Climacograptus medius* Torn., *C. scalaris* var. *ferganensis* Obut., *Monograptus sedawicki* Port., *M. decipiens* Torn., *M. pandus* Larw. и др. (Пятков, 1968).
- 37 — *Monoclimacis asiatica* Obut., *M. alaica* Obut., *Monograptus* cf. *prioden* Bronn и др. (Лихачев, 1963).
- 38 — *Streptograptus* sp., *Diplograptus* (?) sp. (А. И. Ким, 1968 г.).
- 39 — *Monograptus inermatus* Elles, *Monoclimacus* cf. *flumenclosae* Gort., *Cyrtograptus* cf. *hamatus* Bailey. (А. И. Ким, 1968 г.).
- 40 — *Conchidium* ex gr. *knighti* Sow., *Clorinda* ex gr. *pseudolingulifera* Kozl. и др. (Пятков, 1969).
- 41 — *Atrypa kuschmanensis* Tschern., *A. aspera* var. *squamosa* Sow., *Gypidula* cf. *galeata* Dalm. и др. (Пятков, 1967).
- 42 — *Clorindina vijaica* Khod., *Carinotina comata* Barr., *Eospirifer secands* Barr. и др. (А. И. Ким, 1968 г.).
- 43 — *Striatifera striata* Fisch. и др. (Пятков, 1963, 1967).
- 44 — *Pseudoendothyra* aff. *owata* Durkina, *Eudothyra* ex gr. *omphalota* Raus., *Eostaffella* ex gr. *prisca* Raus., *Archaediscus* sp. (определение М. Н. Соловьевой из сборов автора в 6 км севернее пос. Жюзкудук, Букантау).
- 45 — *Eostaffella* sp. и др. (З. С. Румянцева, 1968 г.).
- 46 — *Marginifera* cf. *shartimensis* Yan., *Goniatites* cf. *orientalis* Libr., *Braneroceras* cf. *marianum* Vern., *R.* cf. *karpinskyi* Vern. и др. (Пятков, 1967).
- 47 — *Eostaffella* sp. и др. (К. К. Пятков, 1967 г.).
- 48 — *Parathuramina* ex gr. *cushmani* Sul., *Calacisphaera* sp. и др. (А. К. Бухарин, 1960 г.).
- 49 — *Rhynchonella matercula* Barr. и др. (Пятков, 1969).
- 50 — *Athinocrinus* aff. *carbonicus* Sis., *A.* aff. *nashvillae* Hall. и др. (Пятков, 1969).
- 51 — *Striatifera striata* Fisch., *Athyris expansa* Phill., *Gigantoproductus* cf. *rectistrius* Grob. и др. (Пятков, 1964).
- 52 — *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* Dutk. (Пятков, 1964).
- 53 — *Tetragonocyclicus* sp. (определение А. И. Положихиной из сборов Д. А. Ахбера и автора западнее колодца Джильбирбай, Букантау).
- 54 — *Eutelophyllum* aff. *articulatum* Waul. (определение Т. А. Саятиной из сборов автора в 6 км севернее пос. Жюзкудук, Букантау).
- 55 — *Osagia minima* Zhur. (Сабдюшев, 1969).
- 56 — *Epiphyton* sp. (Сабдюшев, 1969).
- 57 — *Tegerocyathus edelsteini* Vol., *T. abacanensis* Vol., *Archaeiciatus kuzmini* Vol. (Пятков, 1969).

- 58 — *Cembrium* cf. *tehernyshevae* Norn. (Пятков, 1969).
- 59 — *Osagia* cf. *ferruginea* Milstein, *Radiosus* cf. *sphaericus* Zhur.; *Pitella* sp.; *Palaeomicrocystus* cf. *kairasensis* Posp. (Ахметджанов, 1967).
- 60 — *Newlandia* cf. *lamellosa* Walcott (определение К. Б. Корде из сборов автора в 1,5 км северо-восточнее колодца Джиланды, в долине Трынамай).
- 61 — *Osagia senta* Zhur. (определение З. С. Журавлевой из сборов автора на горе Тюменбайтау, Тамдытау).
- 62 — *Osagia poletaevi* Kras. (определение З. С. Журавлевой из сборов автора вблизи колодца Тюменбайтау, Тамдытау).
- 63 — *Emanuella* ex gr. *takwanensis* Kauser, *Pseudomicroplasma fondi* Ych. и др. (Ишназаров, 1969).
- 64 — *Strygocephalus burtini* Defr. и др. (Решения..., 1959).
- 65 — *Pugnax pugnax* Mart., *P. acuminata mesogonia* Phill. и др. (Решения..., 1959).
- 66 — *Theodossia anossofi* Vern. и др. (Решения..., 1959).
- 67 — *Chonetipistula lachrymosa* Cogn., *Theodossia anossofi* Vern. и др. (Решения..., 1959).
- 68 — *Parathuramina* cf. *crassitega* Antr., *P. aff. stellaeformis* Grozd et Leb., *P. cf. spinoza* Lip., *P. cf. elegans* Pojark., *P. cf. paulis* E., *Tuberitina minima* Sul. и др. (Набиев, 1970).
- 69 — *Spinatura* cf. *tubaecostata* Paesck. и др. (Набиев, 1970).
- 70 — *Spirifer* cf. *tornacensis* Kon., *Dictioclostus burlingtonensis* Hall и др. (П. Н. Подкопаев, 1961 г.).
- 71 — *Fusulina schellwieni* Putrja, *Ozawainella kurakhovensis* Man., *O. schmitovi* Sosn. и др. (Соловьева, 1963).
- 72 — *Pentagonopentagonalis subpennata* Yelt., *Pentagonocyclicus* sp. (Пятков, 1970).
- 73 — *Hexacrinus kartzewae* Yelt., *Cupressocrinus* sp.; *Favosites* sp., *Stachyodes* sp. (Лихачев, 1963; Пятков, 1970).
- 74 — *Cyclocyclicus* ex gr. *pulcher* Yelt. (Пятков, 1970).
- 75 — *Strispirifer isfarensis* Nikif., *Gypidula incipensis* Barr. и др. (А. И. Ким, 1969 г.).
- 76 — *Karpinskia conjugyla* Tshern., *Sieberia sieberi* Buch., *Pachyfavosites* ex gr. *kozlowskii* Sok., *P. cylindricus* Janet (А. И. Ким, 1969 г.).
- 77 — *Stringocephalus burtini* Defr. и др. (Набиев, 1969 г.).
- 78 — *Pristiograptus bochemicus* Barr.; *Conchidium* ex gr. *knighty* Sow. (М. М. Посохова, 1968 г.).
- 79 — *Squameofavosites* cf. *apongiosus* Dub., *Favosites intertinetus* Reg. и др. (М. М. Посохова, 1968 г.).
- 80 — *Pachyfavosites kozlowskii minima* Chekh., *P. zerawshanicus* Kim. и др. (П. Н. Подкопаев, 1965 г.; Е. В. Чукаров, 1968 г.).
- 81 — *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Profusulinella staffellaeformis* Kir. и др. (Соловьева, 1963).
- 82 — *Schubertella obscura* Lee et Chen., *Profusulinella prisca timanica* Kir. и др. (Соловьева, 1963).
- 83 — *Pseudostaffella* sp., *Parastaffella* ex gr. *bradyi* Moell. и др. (К. А. Пятков, 1966 г.).
- 84 — *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Eostaffella* sp., *Schubertella obscura compressa* Raus. и др. (определение М. Н. Соловьевой из сборов автора на левом борту долины Аузыкен, горы Шохтау — Каратау).
- 85 — *Pseudostaffella pseudoquadrata* Manuk., *Ozawainella fucoides* Manuk. (Соловьева, 1963).
- 86 — *Asterophyllites* ex gr. *equisetiformis* Brough. (Соловьева, 1963).
- 87 — *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mikh., *E. ex gr. prisca* Raus., *Profusulinella* sp. (Соловьева, 1963).
- 88 — *Eostaffella protvae* Raus., *E. mutabilis* Raus., *E. acuta* Grozd et Leb., *Schubertella obscura* Lee et Chen. и др. (И. А. Бродский, 1966 г.).
- 89 — *Choristites priscus* Eichw., *Ch. cf. sowerbi* Fisch., *Ch. cf. uralicus* Leb., *Brachythyridina carnica* Schellw. (И. А. Бродский, 1966 г.).
- 90 — *Profusulinella* sp., *Pseudostaffella* sp. и др. (К. К. Пятков, 1966 г.).
- 91 — *Choristites* cf. *pavlovi* Stuck. (К. К. Пятков, 1966 г.).
- 92 — брахиоподы из семейств Clerkella и Orthidae (К. К. Пятков, 1966 г.).
- 93 — *Pristiograptus cf. bochemicus* Barr., *Lobograptus* cf. *crinitus* Wood. L. cf. *scanicus* Tull. и др. (по сообщению В. Л. Клишевича).

- 94 — *Hemifusulina moelleri* Raus., *Profusulinella nuratavensis* Sol. (Соловьева, 1963).
- 95 — *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell. (Бухарин, 1964).
- 96 — *Fusiella praetypica* Saf., *Schubertella subeingi* Putrja, *Dometoceras mosquensis* Tz wet. (Бухарин, 1964).
- 97 — *Schubertella mjachkovensis* Raus. (Бухарин, 1964).
- 98 — *Fusulina schellwieni* Staff, *F. elegans* Raus. et Reittl., *F. elschanica timanica* Raus., *Fusulinella bocki timanica* Raus., *Pseudostaffella ozawai* Lee et Chen. и др. (Бухарин, 1964).
- 99 — *Calamites gigas* Brong. (Бухарин, 1964).
- 100 — *Calamites gigas* Brong., *Stigmara ficoides* Brong. и др. (Бухарин, 1964).
- 101 — *Schubertella pseudoglobulosa* Saf. (Ш. Ш. Сабдюшев, 1969 г.).
- 102 — *Pseudostaffella* cf. *antiqua* Dutk., *P. sphaeroidea* Ehrenb. (Соловьева, 1963).
- 103 — *Dictioclostus uralicus* Tschern., *Dielasma* cf. *pilgonica* Volg., *Orthotetes regularis* Waag. и др. (И. А. Бродский, 1966 г.).
- 104 — *Calamites gigas* Brong. (Соловьева, 1963).

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

ТАБЛИЦЫ ФОТОГРАФИИ

Фиг. I—IV. Отложения эпохи шарьирования под наволоком Букан. Долина Кошкумбай, Тамдытау.

Фиг. I — Тектонически переработанный дикий флиш в 25 м ниже наволока. Глыбы сложены гравелитами и песчаниками венлока; Фиг. II—IV — Тектонически переработанный флиш. На фиг. II (в 50 м ниже наволока) толща полностью раздроблена, будины песчаников повернуты, обжаты, прокатаны. На фиг. III (в 80 м ниже наволока) наряду с обжатыми и окатанными будинами видны удлиненные будины с резкими углами на окончаниях. На фиг. IV (в 125 м ниже наволока) более мощные пласты песчаников прослеживаются на значительное расстояние, в них видны зачатки будин; пачки тонкого переслаивания разлинзованы.

Фиг. V—VIII. Тектоническая переработанная олистострома. Аллохтонный массив Басумар, II тектоническая пластина, Тамдытау. Фиг. V—VII — верхняя часть толщи. На фиг. V и VI (в интервале 60 м ниже наволока Тамды, бассейн Учкудукская) видны глыбы кремней, известняков и доломитов венд — кембрийского возраста, заключенные в давленные алевритовые сланцы. На фиг. VII видна подошва олистолита плагиогранитов Тюменбайтау: вверх — плагиограниты, ниже — олистостромовая толща; Фиг. VIII — Нижняя часть той же толщи в 45 м от подошвы III тектонической пластины (Тюменбайсай). Видно разлинзование и будинаж песчано-сланцевых флишoidных отложений, являющихся вмещителем чужеродного глыбового материала олистостромы.



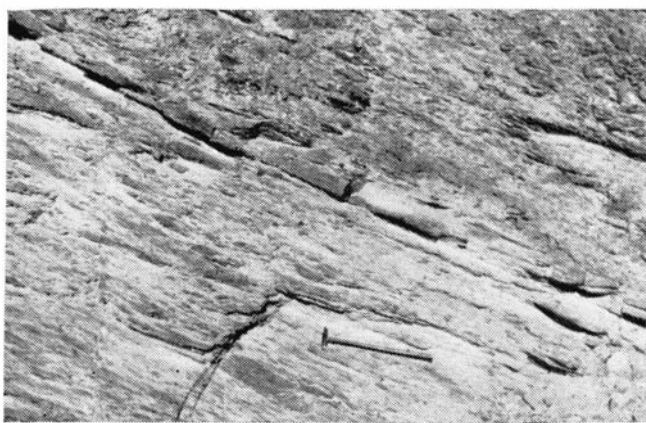
Фиг. I



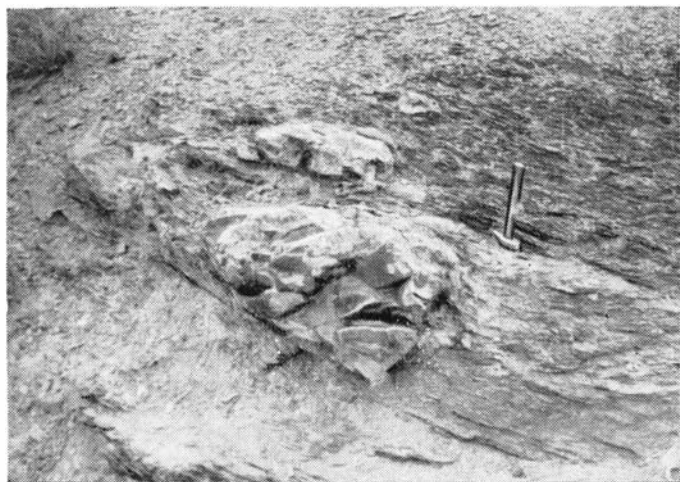
Фиг. II



Фиг. III



Фиг. IV



Фиг. V



Фиг. VI.



Фиг. VII



Фиг. VIII

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Часть I	
Механика шарьяжей	7
Постель тектонической пластины	9
Движение тектонической пластины	11
Движение под действием объемных сил	11
Движение под действием тектонических сил	17
Оценка условий движения тектонической пластины	19
Некоторые виды постелей	21
О благоприятных условиях движения	24
Часть II	
Тектоника варисцид и шарьяжи Кызылкума	28
Центрально-Кызылкумский сектор	30
Многосинклинальные образования	30
Геоантиклинальные образования (комплекс Букан)	39
Наволоки Букан	42
Эвгеосинклинальные образования (комплекс Кулжудук)	46
Комплекс Тамды	49
Наволоки Тамды и строение аллохтонных массивов	51
Нуратинский сектор	55
Многосинклинальные образования	58
Северная многосинклиналь	58
Южная многосинклиналь	59
Многосинклинальные образования в аллохтонном залегании	60
Геоантиклинальные образования (комплекс Букан)	61
Наволоки Букан	63
Эвгеосинклинальные образования (комплекс Кулжудук)	63
Комплекс Тамды и строение аллохтонных массивов	64
Тектоническая структура и тектоническое развитие	67
Эпоха горообразования	67
Молассовая формация	67
Структура	70
Эпоха шарьирования	72
Тектоническое месиво и его происхождение	72
Формации	75
Направление движения шарьяжей	75
Реконструкция первичной тектонической зональности	78
Эпоха геосинклинального прогибания	79
Последовательность варисских деформаций Кызылкума	80
Об условиях движения шарьяжей Кызылкума	81
Варисциды Кызылкума и Тянь-Шаня	83
Список литературы	90
Приложение 1. Биостратиграфические материалы	93
Приложение 2. Таблицы фотографий	97

CONTENTS

Part I. The mechanics of nappes .	5
Substratum of a tectonic plate	9
Movement of a tectonic plate	11
Appraisal of movement conditions of a tectonic plate	19
Part II. The Tectonics of variscides and kyzylkum nappes	28
Central Kyzylkum sector	30
Nura sector	55
Tectonic structure and tectonic development .	67
Epoch of mountain building	67
Epoch of nappe formation	72
Epoch of geosynclinal downwarping . .	79
Sequence of Variscian deformations . . .	80
Movement conditions of Kyzylkum nappes . .	81
Variscides of Kyzylkum and Variscides of Tien-Shan	83
References	90
Notes	93
Plates of illustrations	97

Академия наук СССР
ордена Трудового Красного Знамени
Геологический институт
Валентин Семенович Буртман
Геология и механика шарьяжей
Редактор издательства *Т. А. Горохова*
Обложка художника *Ю. И. Трохина*
Технический редактор *В. В. Романова*
Корректор *П. А. Денисова*

Сдано в набор 11/V 1973 г.
Подписано в печать 23/XI 1973 г.
Т-18508 Формат 70×108¹/₁₆ Бумага № 2 + мел. Печ. л. 6,5
Усл. п. л. 9,10 Уч.-изд. л. 8,66 Тираж 1200 экз.
Зак. № 286/11484-1 Цена 87 коп.

Издательство «Недра», 103633,
Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

