

В. С. БУРТМАН, В. Л. КЛИШЕВИЧ

О СТРУКТУРНОМ ПОЛОЖЕНИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

(Представлено академиком А. В. Пейве 13 IX 1971)

Варисская геосинклинальная система Южного Тянь-Шаня превратилась в среднем карбоне в шарьированную складчатую область ⁽¹⁾. Шарьирование происходило в южном направлении ⁽³⁾. Оно привело к значительному поперечному сокращению геосинклинальной системы и осуществлялось путем пододвигания автохтона под аллохтон ⁽⁴⁾. В результате возникла многослойная система шарьяжей, в нормальном разрезе которой снизу вверх залегают:

1. Автохтон — многогеосинклинальный комплекс пород. Образован карбонатной формацией девона, нижнего карбона и башкирского яруса, лежащей на аспидной формации силура.

2. Нижний аллохтонный комплекс — геоантиклинальные образования. Разрез слагает аспидная и вулканогенно-терригенная формация силура, на которых залегают либо граувакки девона, либо известняки лудлова, девона или визе, либо, наконец, маломощные кремнисто-карбонатные отложения девонского, нижнекаменноугольного и башкирского возраста.

3. Средний аллохтонный комплекс — эвгеосинклинальные образования. Сложен аспидной, вулканогенно-терригенной и вулканогенно-карбонатной формациями силура, спилито-диабазовой формацией девона и терригенно-кремнистой формацией нижнего карбона.

4. Верхний аллохтонный комплекс — образован ультрабазитами и тектонически залегающими на них метаморфическими сланцами и среднепалеозойскими отложениями. На рассматриваемой территории (рис. 1) этот комплекс слагает аллохтонные массивы Хиссар (а) и Устахан (б) в хр. Северный Нуратау, Коксарай (в) в горах Карачатыр, Кумбель (г) в Алайском хребте и Канскую полосу (д) в хр. Туркестанском.

Аллохтонные массивы Хиссар и Устахан имеют идентичное строение. Первый из них доступен наблюдению на расстоянии 35 км, второй — на протяжении более 50 км, далее на восток он прослеживается под более молодыми отложениями по магнитным аномалиям ⁽⁵⁾. В поперечнике массив Хиссар достигает 6 км, массив Устахан 2,5 км. Метаморфические сланцы (до 1500 м) залегают в ядрах линейных синформных складок (рис. 2). Они налегают на слой серпентинитового меланжа (до 400 м) с блоками перидотитов и габброидов.

Аллохтонный массив Кумбель также слагает ядро синформной складки. Он прослежен по простираию на 70 км и имеет ширину до 8 км. Нижняя часть толщи метаморфических сланцев сложена эпидот-хлорит-актинолитовыми и тому подобными сланцами, а верхняя часть — серицит-кварцевыми сланцами. Метаморфические сланцы перекрыты песчаниками, сланцами и известняками с граптолитами, брахиоподами и кораллами верхнего силура, нижнего и среднего девона. Ультрабазиты образуют несколько мелких тел в метаморфических сланцах и тонкие линзы вдоль южного контакта массива.

Аллохтонный массив Коксарай прослежен по обнажениям на 30 км. Он слагает ядро синформной складки и в значительной мере перекрыт

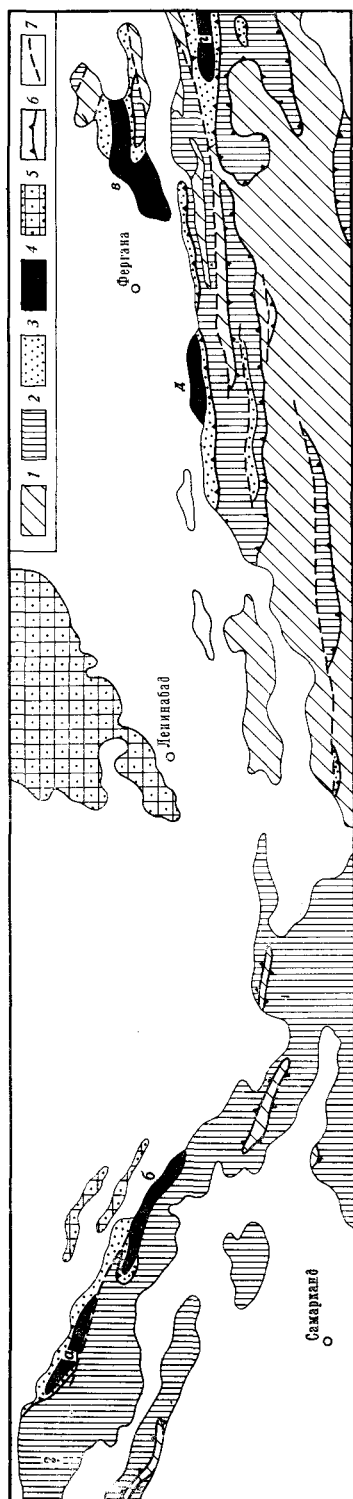


Рис. 4. Структурная схема. 1—4 — Южный Тянь-Шань: 1 — автохтон, 2 — нижний аллохтонный комплекс, 3 — то же, средний, 4 — то же, верхний; 5 — Срединный Тянь-Шань; 6 — подошва шарьяжей; 7 — поздневарисские разломы, которые возникли после формирования шарьяжей

верхнепалеозойскими и более молодыми отложениями: обнажен лишь его южный край, шириной до 3 км. Метаморфические сланцы этого массива тектонически налегают на эффузивы девона и на кремнистые сланцы нижнего карбона. В нижней части метаморфической толщи залегают эпидот - актинолит - альбитовые сланцы. Верхняя часть толщи сложена кремнисто-серицитовыми сланцами, среди которых присутствуют кремнистые сланцы и мраморизованные известняки. На метаморфических сланцах лежит известняково-сланцево-кремнистая толща с кораллами верхнего силура — нижнего девона. Ультрабазиты слагают несколько тел в пределах этого массива. Наиболее крупное тело (2 × 3 км) образовано серпентинизированными пироксенитами и залегает под метаморфическими сланцами в обособленном блоке. Ряд небольших тел расположен вдоль южного контакта массива.

Канская полоса прослежена по обнажениям на 25 км при ширине до 4 км. На большей части ее территории обнажены серпентиниты, пронизанные многочисленными жилами карбоната. Они подверглись многократному дроблению и местами превращены в окатышевые тектониты. В западной части этой полосы можно видеть, как на серпентинитах лежит тонкая пластина габброидов, а выше — метаморфические сланцы (рис. 3). На других участках метаморфические сланцы налегают непосредственно на

серпентинитовый меланж. На метаморфических сланцах лежит песчано-алевритовая толща, которую можно сопоставить с силур-девонскими отложениями в массиве Коксарай. По результатам геофизических исследова-

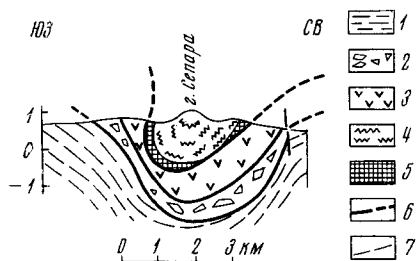


Рис. 2

Рис. 2. Геологический разрез аллохтонного массива Хиссар вдоль правого борта долины р. Сентяб. 1 — нижний аллохтонный комплекс; 2 — олистограмма и тектоническое месиво; 3 — средний аллохтонный комплекс; 4, 5 — верхний аллохтонный комплекс: 4 — метаморфические сланцы, 5 — серпентинитовый меланж; 6 — подошва тектонических пластин; 7 — поздневарисские разломы

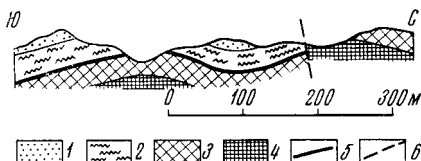


Рис. 3

Рис. 3. Геологический разрез верхнего аллохтонного комплекса в западной части Канской полосы в междуречье Орусбулака и Дангебулака. 1 — конгломераты девона (?); 2 — метаморфические сланцы; 3 — габброиды; 4 — серпентинитовый меланж; 5 — подошва тектонических пластин; 6 — поздневарисские разломы

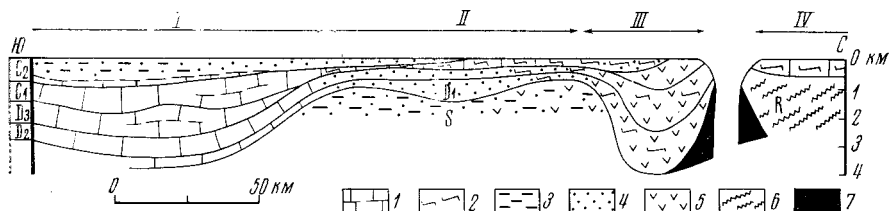


Рис. 4. Схема первичной тектонической зональности варисцид Южного Тянь-Шаня (отношение вертикального масштаба к горизонтальному 1:10). I — южная многоэосинклинальная зона; II — южная геосинклинальная зона; III — эвгеосинклинальная зона; IV — северная геосинклинальная зона. 1—5 — фации среднепалеозойских отложений: 1 — карбонатные, 2 — кремнистые, 3 — глинистые, 4 — терригенные обломочные, 5 — вулканогенные (основного и среднего состава); 6 — рифейские образования; 7 — гипербазиты и габброиды

ний можно предполагать, что канская полоса продолжается под покровом более молодых отложений на восток, имеет большую ширину и соединяется с массивом Коксарай.

Метаморфические сланцы в Северном Нуратау относили к среднему карбону (^{11, 12}) на основании находок фауны каширского горизонта в известняках, залегающих в геологическом разрезе под метаморфическими сланцами. В Туркестано-Алае аналогичные образования относили к девону (⁶) на основании находок амфиопор в известняках из Канской полосы. Еще ранее Н. М. Синицын (¹⁰) предполагал докембрийский возраст метаморфических сланцев Туркестано-Алая. Как показали полевые наблюдения, известняки с каширской фауной в Северном Нуратау принадлежат геосинклинальному разрезу нижнего аллохтонного комплекса, и метаморфические сланцы на них парьированы. В Канской полосе известняки с девонской фауной залегают в виде блоков в серпентинитовом меланже и не могут быть привлечены для определения возраста метаморфической толщи.

Метаморфические сланцы во всех описанных аллохтонных массивах имеют близкий состав, одинаковую степень метаморфизма (фашия зеленых сланцев) и занимают идентичное структурное положение, слагая самый верхний аллохтонный комплекс. В Центральных Кузылкумах, в Северном Тамдытау они перекрыты слабо метаморфизованными эвгеосинклинальными образованиями, содержащими микрофитолиты венда и трилобиты

нижнего кембрия (⁸, ⁹). Этим определяется рифейский возраст метаморфических сланцев в Северном Тамдытау, с которыми есть все основания сопоставлять описанные метаморфические толщи Северо-Нуратинского, Туркестанского и Алайского хребтов*. В аллохтонных массивах Коксарай и Кумбель на метаморфических сланцах залегают маломощные известняково-кремнисто-терригенные отложения верхнего силура, нижнего и среднего девона и иногда нижнего карбона, которые свидетельствуют о геосинклинальных условиях их формирования. В ультрабазитах и габброидах, подстилающих метаморфические сланцы, можно видеть породы океанической коры (⁷). Таким образом, верхний аллохтонный комплекс сложен породами океанической коры и варисской геосинклинали.

Реконструкция первичной (т. е. существовавшей до эпохи шарьирования) зональности варисской геосинклинальной системы Тянь-Шаня, с учетом изложенных материалов, может быть представлена следующим образом (рис. 4). С юга на север располагались: I — южная миогеосинклинальная зона (ныне автохтон), II — южная геосинклинальная зона (ныне — нижний аллохтонный комплекс), III — эвгеосинклинальная зона (ныне — средний аллохтон), IV — северная геосинклинальная зона (ныне — верхний аллохтон), V — северная миогеосинклинальная зона (Срединный Тянь-Шань). Между зонами II и IV в докарбоновое время находилась область с корой океанического типа, между зонами III и IV, вероятно, был обнажен океанический фундамент.

Поступило
10 IX 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. С. Буртман, Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, (1968). ² В. С. Буртман, ДАН, 195, № 1 (1970). ³ В. С. Буртман, О. А. Шмидт, ДАН, 190, № 5 (1970). ⁴ В. С. Буртман, В. Л. Клишевич, Геотектоника, № 1 (1971). ⁵ В. Г. Гарьковец, Узб. геол. журн., № 5, (1970). ⁶ В. Б. Горянов, А. Д. Миклухо-Маклай и др., Уч. зап. Среднеазиатск. н.-и. инст. геол. и мин. сырья, Ташкент, в. 6 (1961). ⁷ А. В. Пейве, Геотектоника, № 4 (1969). ⁸ Ш. Ш. Сабдюшев, Б. В. Яскович и др., Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау, Ташкент, 1969. ⁹ Ш. Ш. Сабдюшев, Р. Р. Усманов, ДАН, 197, № 4, (1971). ¹⁰ Н. М. Спицын, Тектоника горного обрамления Ферганы (1949 г.), Л., 1960. ¹¹ В. Л. Чехович, М. Н. Соловьева, Докл. АН УзССР, № 8 (1953). ¹² С. С. Шульц, Бюлл. МОИП, отд. геол., 41, в. 5 (1966).

* О наличии докембрийских отложений в рассматриваемом районе свидетельствует также находка авторами около пос. Улугтау в горах Карачатыр онколитов *Osa-gia tenuilamellata* Reith., характерных для среднего рифея (определение З. А. Журавлевой). Онколиты обнаружены в известняках, выходы (200 × 400 м) которых находятся в зоне разлома в неясных соотношениях с основными вулканитами, развитыми южнее и западнее.