

Б. С. СОКОЛОВ

**К СТРАТИГРАФИИ ТРЕТИЧНЫХ И ДРЕВНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ НАРЫНСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ТЯНЬ-ШАНЬ)**

(Представлено академиком В. А. Обручевым 8 IV 1949)

Опубликованных работ по Нарынскому бассейну чрезвычайно мало и еще меньше работ, в которых хоть кратко освещается геология молодых осадков, выполняющих депрессию (1-12). Среди указанных работ нет ни одной, специально посвященной третичным отложениям, и, несмотря на то, что эти отложения уже давно вошли в литературу под названием то «буамских пород» (1), то «нарынской формации» (3), то «соленосной свиты» (1, 2), то «соленосной нарынской свиты» (6) и даже «гобийских» отложений В. А. Обручева и «ханхайских» отложений немецких геологов (13), они до сих пор не расчленены сколько-нибудь полно, до сих пор не имеют обоснованной возрастной характеристики и обозначаются то как неоген, то как палеоген (в рамках «соленосной свиты»), то как то и другое вместе, и даже еще шире.

В предлагаемой статье мы делаем попытку расчленения характерного разреза третичных и древнечетвертичных отложений восточной части депрессии (собственно Нарынская и Атбашинская депрессии), исходя из принимаемых нами тектонических воззрений. Исследования в этой области проводились нами в 1944 г. и являлись частью большой работы по изучению депрессий Тянь-шаня.

Кайнозойская история системы Тянь-шаня отчетливо подразделяется на три крупных этапа: первый охватывает в основном палеоген (включая, быть может, самые низы миоцена) и характеризуется платформенным типом осадконакопления с развитием морских фаций на западе Тянь-шаня, озерных на востоке и красноцветных континентальных во внутренних депрессиях промежуточной зоны; второй охватывает неоген и нижний плейстоцен (возможно, и низы среднего) и характеризуется молассовым, «орогеническим» типом осадконакопления; третий охватывает остальную часть четвертичной эпохи от среднего плейстоцена и характеризуется, в основном, тем же типом осадконакопления, но менее энергичным темпом седиментации и преимущественным развитием флювио-континентальных образований.

Для внутренних межгорных депрессий Тянь-шаня, в том числе и для Нарынской, характерен еще один этап осадконакопления, предшествующий собственно палеогеновому и характеризующийся длительным формированием маломощного покрова древнего красноцветного элювия, со следами продуктов эффузивной деятельности.

Эта последовательная смена этапов осадконакопления сохраняет, по нашему мнению, свое значение для огромной части Внутренней Азии; она положена нами и в основу стратиграфии третичных отложений (включая и толщу мела — палеогена) Нарынской депрессии. Среди осадочных накоплений внутриконтинентальных депрессий этой части материка перечисленные осадочные комплексы образуют вполне самостоятельный и единый крупный стратиграфический элемент, который,

следуя предложению А. Н. Криштофовича (14), можно называть эврилитемой. Что касается названия этой эврилитемы, то, видимо, наиболее правильным будет использование для нее прекрасного термина В. А. Обручева — гобийская.

Нужно сказать, что этот термин, казалось, утратил бы свой конкретный стратиграфический смысл, однако в настоящее время В. А. Обручев в письме от 30 октября 1946 г. указал, что «термин «гобийский» в качестве собирательного для Внутренней Азии полезно сохранить, подразумевая толщу меловых и третичных отложений в совокупности, отложившихся в депрессиях, образовавшихся после последних более сильных складчатых дислокаций...». Поскольку третичные осадки в рассматриваемых депрессиях теснейшим образом связаны с нижним плейстоценом, мы считаем возможным (и это делалось некоторыми исследователями раньше) поднять верхнюю границу приложения этого термина до включения и четвертичных образований, входящих в единую гобийскую эврилитему; соответственно, ниже ее расположатся предложенные А. Н. Криштофовичем (15, 16) ангарские эврилитемы: байкальская и тунгуская.

## СТРАТИГРАФИЯ ГОБИЙСКОЙ ЭВРИЛИТЕМЫ НАРЫНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

### 1. Буамский комплекс (мегацикл) = $Cg - Tg_1^b$

1. Нижний синклез (нижний красноцветный комплекс)  $Cg - Tg_1^b$ . Древнейшие красноцветные образования, сохранившиеся то в виде древней коры выветривания (элювия), то в виде более или менее нормальных осадков, но всегда отличающихся маломощностью, характеризующихся чертами крайне медленного накопления, залегающих преимущественно на поверхностях древней денудации и отделенных от вышележащих красноцветных отложений предшествующим им размывом; иногда эти осадки отсутствуют. Обнажаются в окрестностях г. Нарына в виде ярких красно-фиолетовых пятнистых глин, иногда бокситоподобных образований, прикрытых пластом кремнистого белорозового известняка; последний отмечается также в бассейне рр. Узенгеуш и Улан. Мощность 0—10 м (известняк 2,5—4,0 м). Этот синклез наиболее полно и типично развит в Буамском ущелье, где с ним связаны оливиновые базальты. Органических остатков нет. Возраст: мел — нижний палеоген?

2. Верхний синклез (верхний красноцветный комплекс)  $Tg_1^b$ . Образование этой части буамского комплекса было связано с некоторым оживлением тектонических движений, сопровождавшихся значительным переывом и переотложением ранее сформировавшихся продуктов древней коры выветривания; благодаря этому красноцветная окраска в значительной мере является унаследованной. В районе группы перевалов Кызыл-бель этот комплекс расчленяется на три толщи:

а) Толща красноцветных и лилово-сиреневых конгломератов ( $Tg_1^b - a$ ) с прослоями песчаников. Галька хорошо окатана. Мощность 90—100 м; южнее 120—160 м.

б) Толща лилово-красных кварцевых песчаников ( $Tg_1^b - b$ ) с белыми и розовыми многочисленными карбонатными стяжениями с прослоями огипсованных песков и реже песчаных глин. Мощность свыше 170 м.

с) Толща красных и вишнево-красных глин ( $Tg_1^b - c$ ), часто песчанистых с прослоями тонкозернистых песчаников. Обстановка осадконакопления спокойноводная. Мощность около 175 м.

Суммарная мощность около 450 м. Органических остатков нет, но западнее в бассейне р. Алабуга нами с Н. М. Синицыным в 1938 г.

обнаружены в этом комплексе неопределенные гастроподы. Наблюдается значительное литологическое сходство с прибрежными отложениями палеогена северо-восточной Ферганы. Возраст этой главной части буамского комплекса может быть только палеогеновым. Здесь это вполне самостоятельный цикл седиментации. На геологических картах Киргизии буамский комплекс обозначается индексом  $Tr^r$ ; С. С. Шульц называет его (без подразделения) киргизским; мы, следуя приоритету в установлении стратиграфических названий, восстанавливаем термин И. В. Мушкетова (1886) (1), сообщая ему максимально возможную конкретность. Стратотипом является разрез Буамского ущелья (р. Сулутерек).

## II. Нарынский комплекс (мегацикл) = $Tr_2 - Q_1^n$

Резко отличается «орогенической», молассовой седиментацией. Накопление осадков и их дислокация протекали синхронно с наиболее мощной деформацией всей горной системы. Стратиграфическое расчленение дается для восточной части депрессии к северо-западу от г. Нарына. В общем плане характерно трехчленное подразделение комплекса, в котором мы выделяем следующие толщи:

а) Толща красновато-бурых базальных конгломератов ( $Tr_2^a - a$ ) с линзами и прослоями песчаников; на подстилающие красные глины ложится с разрывом. Мощность 150 м.

б) Толща буро-красных и буро-пестроцветных алевролитов и песчаников ( $Tr_2^b - b$ ); последние преобладают внизу и окрашены в лилово-кирпично-красные тона; в верхней части появляются первые пестроцветные алевролиты с фауной плохо сохранившихся *Ostracoda* и *Gastropoda*. Мощность 144 м.

в) Толща блекло-пестроцветных песчаников и алевролитов ( $Tr_2^c - c$ ), отличающаяся большой изменчивостью по простиранию; наблюдаются многочисленные размывы; преобладают песчаники с галечными намывами. В зеленоватых алевролитах обнаружены определенные Г. Ф. Шнейдер остракоды: *Candona albicans* Brady, *Hyocypris bradyi* Sars., *Zonocypris membranae* (Liv.) и из гастропод рода *Planorbis*, *Bithynia*, *Limnaea*. Возраст ближе всего отвечает нижнему — среднему плиоцену. Мощность 500 м.

г) Толща блекло-пестроцветных алевролитов и песчаников ( $Tr_2^d - d$ ); отличается от вышеописанной преобладанием различных алевролитов. В верхней части появляются первые прослои пресноводных известняков. Фауна та же, но более обильная; часто встречаются оогонии харовых водорослей. Мощность 590 м.

е) Толща сиренево-пестроцветных алевролитов, песчаников и известняков ( $Tr_2^e - e$ ); наиболее полно представлена по р. Оттук. Алевролиты пестроцветные чистые, нередко сильно известковистые, переходящие в известняки; песчаники косослойные. Наиболее частыми из остракод являются: *Cypridopsella vassoevitschi* Schn. (sp. nov.), *Cyprinotus vialovi* Schn. (sp. nov.), *Candona albicans* Brady, *Hyocypris bradyi* Sars.; многочисленны *Gastropoda* и *Charophyta*. Наиболее вероятный возраст: средний — низы верхнего плиоцена. Мощность 760 м.

ж) Толща бурых «мусорных» алевролитов, песчаников и конгломератов ( $Tr_2^f - f$ ); с подстилающей толщей связана постепенным переходом, обломочный материал увеличивается кверху. Мощность 265 м.

з) Толща палево-серых «мусорных» алевролитов и песчано-галечных образований ( $Tr_2^g - g$ ); переход посте-

пенный; характерна прерывистая слоистость и галечные «косы» в верхней части; здесь же наблюдаются размывы. Редкие Ostracoda и характерные мелкие Planorbis. Мощность 318 м.

h) Толща серых конгломератов ( $Q_1^h$  — h), венчающая разрез и связанная непосредственным переходом с подстилающей, хотя и резко от нее обособляющаяся литологически. Западнее по р. Куртка С. С. Шульцем (<sup>12</sup>) в ней обнаружены древнечетвертичные Gastropoda. Мощность до 250 м.

Суммарная мощность нарынского комплекса около 3000 м. В зависимости от положения разрезов по отношению к области сноса наблюдается значительная изменчивость механического состава (фациальные зоны или пояса) и количество толщ может быть иным, однако везде сохраняется погрубение материала кверху и общее трехчленное деление.

Судя по приведенной фауне и сравнению с аналогичными разрезами Чуйской, Илийской, Ферганской и других депрессий, возраст нарынского комплекса заключен в пределах миоцена (видимо, от верхней части нижнего миоцена) — нижнего плейстоцена. Таковым примерно он является и в других областях Внутренней Азии (<sup>17</sup>). На геологических картах Киргизии этот комплекс обозначается индексом  $N + Q_1$ ; С. С. Шульц называет его тяньшаньским (без базальных конгломератов и их стратиграфических аналогов); мы предпочитаем восстановить с некоторыми коррективами широко известный и вполне удачный термин Девиса (<sup>3</sup>). Стратотипом, видимо, следует считать разрез бассейна р. Алабуги.

Все эти осадки согласно дислоцированы и во многих случаях перекрываются новым комплексом (III) покровных конгломератов и других образований четвертичного времени. Покровные конгломераты отвечают примерно среднему плейстоцену и представляют собой поразительную по своей выдержанности в Средней Азии свиту, стратиграфическим эквивалентом которой с несомненностью являются покровные конгломераты Boulder (<sup>18, 19</sup>) Индо-Гангской депрессии. В пределах Тяньшаня классическое развитие эти конгломераты имеют в Фергане, где они получили название сохских (<sup>20</sup>). Мощность сохской свиты в Нарынской депрессии достигает местами 100 м. Вышележащих отложений верхнего плейстоцена — голоцена, составляющих среднюю и верхнюю часть комплекса, мы здесь не касаемся. Для этого комплекса мы предлагаем название сохский комплекс =  $Q^{sh}$ ; сохская свита является его наиболее выдержанным нижним членом ( $Q^{sh_1}$ ). Стратотипом является разрез бассейна р. Сох в Южной Фергане.

В основных подразделениях эта схема стратиграфии континентальных гобийских образований приложима ко всем межгорным депрессиям Тяньшаня.

Получено  
10 I 1949

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> И. В. Мушкетов, Туркестан, 1, 1915; 2, 1906. <sup>2</sup> К. И. Аргентов, Горн. журн., №№ 1 и 6 (1911); № 11—12 (1913); № 6 (1914); № 6 (1916). <sup>3</sup> R. Pumpelly, W. Davis and E. Huntington, A Journey across Turkestan, Carnegie Inst., 26, 1905. <sup>4</sup> Д. И. Мушкетов, Изв. Росс. геогр. об-ва, 53 (1917). <sup>5</sup> F. Martschek, Landeskunde von Russischen Turkestan, 1921. <sup>6</sup> Д. В. Наливкин, Очерк геологии Туркестана, 1926. <sup>7</sup> Д. В. Наливкин, Изв. Геол. ком., 27, № 2 (1928). <sup>8</sup> В. Г. Мухин, там же, отч. 1925 (1929). <sup>9</sup> И. И. Бездека, Матер. геол. геохим. Тяньшаня, ч. 2, 1931. <sup>10</sup> Н. М. Прокопенко, там же, ч. 3, 1933. <sup>11</sup> С. С. Шульц, Тр. Тадж.-Памирск. эксп., 38, 1936. <sup>12</sup> С. С. Шульц, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2 (1943). <sup>13</sup> H. Keidel, N. Jahrbuch, Beil.-Bd 22 (1906). <sup>14</sup> А. Н. Криштофович, Матер. ВСЕГЕИ, 1945. <sup>15</sup> А. Н. Криштофович, Тр. ВГРО, 5 (1933). <sup>16</sup> А. Н. Криштофович, Тр. 17-й сесс. МГК, 1, 1939. <sup>17</sup> E. No-gin, Bull. Geol. Soc. China, 14, No. 3 (1935). <sup>18</sup> H. de Terra and P. Teilhard de Chardin, Proc. Am. Phil. Soc., Philadelphia, 76, № 3 (1936). <sup>19</sup> D. N. Wadia, Geology of India, 1939. <sup>20</sup> Н. П. Васильковский, Геол. карта Ср. Азии, лист Коканд, 1941.