Доклады Академии наук СССР
1955. Том 102, № 2

ГЕОЛОГИЯ

Н. С. ЗАЙЦЕВ

К СТРАТИГРАФИИ И СТРОЕНИЮ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

(Представлено академиком Н. М. Страховым 6 I 1955)

Внутри сложно построенных глыбово-складчатых структур Саяно-Тувинской обл. особое место занимает огромная структура Тувинского средне-верхнепалеозойского прогиба ([10]). Этот прогиб, являющийся почти одновозрастным аналогом северной группы впадин западно-сибирских каледонид (Минусинской, Чулымо-Енисейской и др.), сформированных на раннекаледонском складчатом основании, заложился в верхнем силуре и развивался затем до конца палеозоя. В его строении принимают участие породы готландия, девона, карбона, а местами и угленосной перми (?) ([7, 11]). Породы ордовика, нижнего и частью среднего кембрия и докембрия входят в состав складчатого фундамента прогиба и выведены на поверхность как в обрамляющих прогиб краевых зонах, так и во внутренних выступах, представляющих антиклинальные или горстантиклинальные поднятия. От пород фундамента средне-верхнепалеозойский комплекс отложений отделен крупным стратиграфическим перерывом и регионально выдержанным угловым несогласием. Внутри этого комплекса прослеживается еще ряд перерывов и несогласий, но выдержанных не повсеместно. Так, наиболее отчетливый перерыв, а в районе Центрально-Тувинского антиклинального поднятия и угловое несогласие выражены между эффузивно-терригенной формацией верхов силура — низов среднего девона и вышележащими красно-пестроцветными терригенными отложениями среднего девона, и между девоном и карбоном.

Среди пород, слагающих прогиб, наиболее широкое развитие имеют породы верхнего силура и девона. Первые из них представлены в центральной части прогиба маломощными мелководными эпиконтинентальными образованиями, на остальной территории — также мелководными, но значительно более мощными, частью флишоидными и эффузивными породами. В породах готландия встречается, часто в изобилии, своеобразная эндемичная фауна, позволившая уже первым исследователям Тувы ([2, 5]) в начале текущего столетия более или менее правильно наметить основные черты их стратиграфического подразделения.

Наоборот, стратиграфическое расчленение девона на первых этапах изучения производилось главным образом по литологическим признакам. И. П. Рачковский и З. А. Лебедева ([2, 5]) выделяли в составе средне-верхнепалеозойского так называемого бейкемского комплекса пять самостоятельных «формаций» (снизу вверх): 1) отокшильскую, 2) усть-уюкскую, 3) шивеликскую, 4) звенящую, 5) джарикскую. Однако многочисленные более поздние геологические работы показали, что схема разделения бейкемского комплекса на пять самостоятельных формаций не может быть применена на значительных площадях Тувинского прогиба, так как состав пород, слагающих отдельные «формации» этого комплекса, их мощности и соотношение друг с другом весьма изменчивы как пространствен-

но, так и во времени. Эти изменения, как нам удалось выяснить, находятся в прямой зависимости от положения «формаций» в общей структуре прогиба и от глубины залегания в нем пород фундамента.

Кроме того, выяснено, что ранее выделенные верхние четыре «формации» самостоятельными формациями не являются. И только нижняя, отокшильская формация представляет вполне самостоятельную эффузивно-осадочно-терригенную, красноцветную формацию, закономерно присущую определенным этапам развития структур геосинклинальных областей ([8]).

Ниже приводится общая схема строения и стратиграфического расчленения девонских отложений, составленная для различных частей прогиба на основании наших и некоторых литературных данных.

На основании анализа строения всего комплекса осадков, выполняющих прогиб, мы выделяем в нем три зоны: северо-восточную — Бий-хемскую, центральную — Улуг-хемскую и юго-западную — Хемчикско-Убсанурскую, в которых разрез девона иногда существенно различен.

Эффузивно-терригенная красноцветная формация верхней части верхнего силура — низов среднего девона. Эта формация состоит из сложного переслаивания различных эффузивных и нормально-осадочных пород, в составе которых подавляющую роль играют основные и кислые эффузивы, представленные плагиоклазовыми, диабазовыми и миндалекаменными порфиритами, кварцевыми порфирами, альбитофирами и фельзит-порфирами, туфами, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Вулканогенные породы переслаиваются с осадочными, обычно красно- и лиловоцветными, реже зелеными и темными, представленными конгломератами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, количество и мощности которых в различных районах резко меняются. Мощность всей эффузивно-терригенной (отокшильской) формации колеблется в пределах от 1 до 3—4 км.

Продолжительность формирования этой формации для различных частей прогиба неодинакова и обнимает в целом промежуток времени с конца верхнего силура и до низов среднего девона. Для Хемчикско-Убсанурской части прогиба уже давно был установлен верхнесилурийский возраст алашской эффузивно-осадочной свиты ([1], [9]), а в Улуг-хемской части прогиба, из доставленных нами образцов засолоненных терригенных пород, залегающих в верхней половине эффузивно-осадочной серии в районе урочища Кызыл-джара, С. Н. Наумовой обнаружен комплекс спор Leiotriletes perpusillus Naum., L. devonicus Naum., L. atavus N., Retusotriletes simplex N., Stenozonotriletes ornatus N., указывающий на принадлежность пород к низам эйфельского яруса. Однако основная масса эффузивов все же в прогибе приходится на нижнедевонское время.

Отложения эйфельского яруса отличаются многообразием фаций. В Бий-хемской части прогиба они представлены преимущественно песчаниковыми и конгломератовыми серо-красноцветными континентальными породами, в основном аллювиально-дельтового происхождения, с содержащимися среди них отдельными прослоями, вероятно озерных известняков. В песчаниках и глинисто-песчаных прослоях встречаются отпечатки растений, среди которых, из собранных нами в разрезе по левому берегу Бий-хема против устья р. Уюк, А. Р. Ананьев определил фрагментарные остатки cf. Psilophyton Goldschmidtii Halle, а в темных сланцеватых глинах оказался тот же самый комплекс спор (по определениям С. Н. Наумовой), который приведен выше. Мощность эйфельских отложений здесь равна примерно 700 м.

В центральной части прогиба эйфельские отложения представлены главным образом красноцветными эффузивно-осадочными, частью эвапоритовыми породами с встречающимися в них среди аргиллитовых прослоев глинисто-песчаными псевдоморфозами по кубикам каменной соли. Мощность пород не менее 1,5 км.

В юго-западной части прогиба отложения того же возраста выражены

в мелководных нормально-морских, лагунно-морских и континентальных фациях. Здесь, вблизи юго-восточного борта прогиба, в районах к северу от Убса-Нурской котловины, эйфельские отложения представлены терригенно-соленосной свитой мощностью 800—900 м, внутри которой в разрезе горы Туз-таг выделяется собственно соленосная толща мощностью до 325 м. В составе солей здесь преобладают чистые или в той или иной степени загрязненные глинистыми примесями галиты, с признаками калийных солей в отдельных прослоях. В подсоленосной, в основном грубопесчаниковой толще встречаются многочисленные отпечатки растений, принадлежащие (по определениям А. Р. Ананьева) голым дихотомически разветвленным веточкам Hostimella sp. Надсоленосная толща мощностью 250—300 м состоит главным образом из алевролито-аргиллитовых пород пестрой окраски с подчиненными им в основании толщи доломитами, а несколько выше — маломощными прослоями пепловых туфов и туффитовых песчаников.

По направлению к северу разрез эйфельского яруса существенно меняется, и уже в 25—30 км от Туз-тага, в верховьях рек Ирбитея и Кадыя, среди терригенных пород эйфельского возраста появляется масса голубовато-серых силицитов, а сплошные залежи соли, установленные в районе Туз-тага, здесь переходят, повидимому, в засолоненные породы, на что указывают имеющиеся еще севернее (в бассейне р. Хурегечи) соленые родники ([12]).

Наконец, к западу от Туз-тага, в центральных и наиболее западных частях юго-западного участка прогиба внутри пород эйфельского яруса появляются прослои с нормально-морской фауной, представленной брахиоподами, кораллами и трилобитами, найденными различными исследователями в бассейнах рек Хандагайты, Саглы, Карги и Ар-Торгалыка ([13]). Описываемый здесь разрез имеет много сходного с одновозрастными отложениями смежных районов северо-западной Монголии ([3], [4]), причем следует указать на значительное возрастание в этих районах мощностей пород не только эйфельского яруса, но и всего среднего девона.

Живетский ярус почти на всей территории Тувинского прогиба представлен красноцветными морскими (с условиями ненормальной солености) и континентальными породами, залегающими в Улуг-хемской части прогиба с угловым несогласием и размывом на подстилающих породах, а в других районах в большинстве случаев без углового несогласия, но иногда с видимыми чертами перерыва (Бий-хемская часть прогиба). Для пород этого возраста, состоящих в основном из красно-пестроцветных алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев, песчаников, отдельных пачек и прослоев серых известняков с остатками рыб и др., характерно постоянное наличие в нижних горизонтах фауны низших ракообразных (Phyllopoda), раковинчатых (Ostracoda) и усоногих (Cirripedia) ([12], [14]). В юго-западной части прогиба в составе отложений этого возраста, кроме того появляются прослои карбонатных пород с фауной брахиопод и кораллов, указывающих на периодическое проникновение сюда со стороны смежных территорий Монголии нормально-морского бассейна.

Мощность живетских отложений в Бий-хемской части прогиба около 400—500 м, в Улуг-хемской — от 700—800 до 1000 м, в юго-западной, прилежащей к Туз-тагу части — от 800 до 1100 м. На западе, в бассейне р. Саглы, она резко увеличивается, доходя (по данным И. М. Варенцова) до нескольких километров.

Оба яруса верхнего девона в прогибе представлены главным образом красноцветными и преимущественно терригенными породами: аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами; в некоторых районах им подчинены прослои и пачки известняков. С подстилающими отложениями верхнедевонские в большинстве районов прогиба залегают согласно, хотя местами (Улуг-хемская и Бий-хемская части прогиба) со следами слабо выраженного стратиграфического перерыва.

Породы франского яруса богаты филлоподами, кое-где остракодами и усоногими, остатками панцырных рыб, содержат местами многочисленные отпечатки флоры, а на Бий-хеме в доставленных нами породах найдены споры, состоящие (по определениям С. Н. Наумовой) исключительно из папоротникообразных следующих видов: Leiotriletes pullatus Naum., L. simplex N., Lophotriletes rugosus N., Acanthotriletes nucatus N., Archaeozonotriletes basilaris N., Arch. micromanifestus N., характерных для низов нижнещигровских слоев Русской платформы.

Породы фаменского яруса имеют на юго-западе прогиба более грубый характер и представлены обычно разно- и грубозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и конгломератами. В них, как правило, встречается только флора, и то далеко не во всех районах ([6]). Из собранных нами остатков флоры в верхней части разреза горы Туз-таг А. Р. Ананьев определил отпечатки крупных стволов cf. Pseudobornia ursina Nathorst и отпечатки обескоренной оси Archaeopteris sp., указывающих на принадлежность самых верхних частей этого разреза к верхнему девону. Мощность отложений верхнего девона в Бий-хемской и Улуг-хемской частях прогиба около 1200 м, в Убсанурской превышает 2 км, а еще юго-западнее — еще больше.

Таким образом, общая мощность только надэффузивных отложений среднего и верхнего девона в прогибе (исключая самые юго-западные районы) составляет примерно от 2,3 до 4,2 км, а на юго-западе (Хандагайты, Саглы и др.) — более 6 км; мощность же всего девона вместе с эффузивно-терригенной формацией в некоторых местах прогиба составит около 8—9 км.

Как видно из приведенного описания, надэффузивные красноцветные, преимущественно терригенные отложения среднего и верхнего девона могут быть вполне сопоставлены не только с одновозрастными отложениями Минусинской и Чулымо-Енисейской впадин, но также (по условиям образования) и с формацией древнего красного лежня западно-европейских каледонид. По своему генезису они вполне отвечают последней и могут быть объединены и выделены в виде единой красноцветной терригенной формации.

Институт геологических наук
Академии наук СССР

Поступило
14 XII 1954

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

[1] В. А. Кузнецов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1 (1948). [2] З. А. Лебедева, ДАН, стр. 21 (1922). [3] З. А. Лебедева, Отчет о деят. АН СССР за 1925 г., М.—Л., 1926. [4] З. А. Лебедева, Сборн. Северная Монголия, I. Изд. АН СССР, 1926. [5] З. А. Лебедева, Тр. Монг. комиссии, № 26 (1938). [6] В. П. Маслов, Землеведение, 2 (42) (1943). [7] М. Ф. Нейбург, ДАН, 74, № 3 (1950). [8] Н. М. Страхов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2 (1946). [9] П. М. Татаринов, Тр. ЦНИГРИ, 13 (1934). [10] Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 4 000 000 под ред. Н. С. Шатского, Изд. ГУГК и ИГН АН СССР, 1953. [11] В. А. Унксов, ДАН, 64, № 3 (1949). [12] А. И. Левенко, М. В. Протопопова, ДАН, 98, № 5 (1954). [13] П. С. Матросов, ДАН, 96, № 4 (1954). [14] Н. И. Новожилов, ДАН, 100, № 6 (1955).