

М. А. КАМАЛЕТДИНОВ, Р. А. КАМАЛЕТДИНОВ, Т. Т. КАЗАНЦЕВА
**ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ АЛЛОХТОНА
И АВТОХТОНА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА**

(Представлено академиком А. Л. Яншиным 4 VI 1969)

Исследованиями последних лет выяснилось, что западный склон Урала имеет сложное надвиговое и покровное строение (2⁻⁵, 7). В ряде мест горные формации различного состава и возраста оказываются надвинутыми с востока на более молодые и чуждые им в генетическом отношении образования, полностью или частично перекрывая зоны развития фаций переходного характера. К таким областям, где наблюдается стык гетеротипных формаций палеозоя, относится и западный склон Южного Урала к югу от широтного течения р. Малого Ика. Здесь до сих пор было известно два резко различных по составу, строению и мощности типа разрезов палеозоя: платформенный и миогеосинклиальный. Оба они хорошо изучены благодаря многочисленным исследованиям (1, 3, 6-10). Первый из них автохтонный, обнажается на крыльях структур Башкирского антиклинория, а также вскрыт многочисленными скважинами в Предуральском прогибе и на восточном склоне Русской платформы, второй — аллохтонный образует западное надвинутое крыло крупной структуры, известной в геологической литературе под названием Зилаирского синклинория (зилаирский фациальный комплекс). Характер строения фаций переходного типа в описываемой зоне Урала до сих пор оставался неизученным. Сейчас глубоким бурением впервые на западном склоне Южного Урала вскрыты поднадвиговые отложения карбона и девона, представленные соответственно фациями переходного (между миогеосинклиальным и платформенным) и платформенного типов.

В тектоническом отношении описываемая территория приурочена к области южного погружения структур Башкирского антиклинория, восточное крыло которого здесь перекрыто крупным надвигом пород зилаирской структурно-фациальной зоны, прослеживающейся далеко к югу до бассейна Урала.

В северной части описываемой площади располагается Мурадымовский тектонический покров (рис. 1) — сложный комплекс аллохтонных чешуй (пластин), который в южном направлении по простиранию переходит в Суреньский надвиговой покров (3). Граница между названными покровными структурами проходит вдоль долины Большого Ика, на левом и правом берегах которого поверхностные структурные планы девонских и каменноугольных пород существенно разнятся между собой.

В составе Мурадымовского тектонического покрова четко выделяются три чешуи, надвинутые друг на друга с востока и резко отличающиеся между собой по составу, строению и мощности слагающих их разновозрастных образований.

Самая восточная (верхняя) чешуя аллохтона сложена мощной (до 1000 м) толщей карбонатных рифогенных пород девонского возраста, сменяющихся вверх по разрезу фаменско-нижекаменноугольными песчано-глинистыми осадками зилаирской серии (6-8).

Рассматриваемая чешуя покрова покоится на мощной толще терригенных флишoidных пород среднекаменноугольного возраста. Местами (р. Малый Ик) из-под нее выступают фрагменты второй сверху чешуи, сложенной породами ордовика, силура и девона субплатформенного типа. Обрывки третьей сверху чешуи, представленные породами девона платформен-

ного типа и сублатформенного нижнего карбона, обнажаются по ручью Урманайру, Пожевелю, Шигрышу и р. Тассы.

Эти породы в одних случаях выступают из-под надвига вышележащей чешуи, в других — располагаются в виде останцов тектонического покрова (клиппов) среди флишоидного среднего карбона.

В строении Суреньского надвигового покрова также участвует ряд аллохтонных чешуй (рис. 2). Разрезы девонских и каменноугольных отложений аллохтона и автохтона (или параавтохтона) в северной и южной

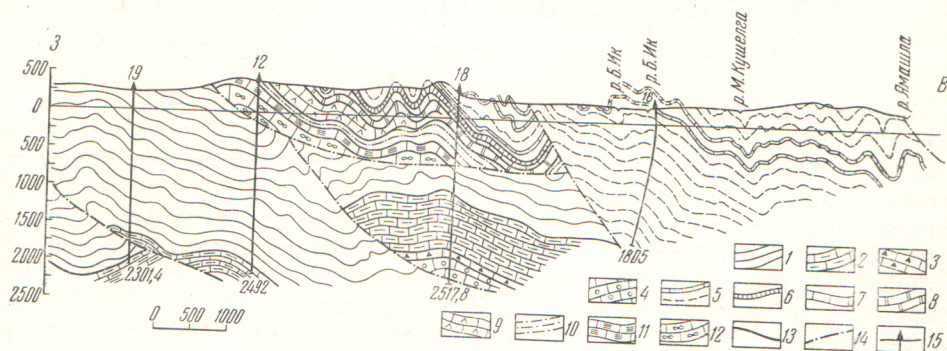


Рис. 1. Геологический разрез Мурадымовской площади по линии скважин №№ 16—19. 1 — средний карбон, кугарчинская свита; 2 — нижний карбон, визейский и намюрский ярусы; 3 — турнейский ярус; 4 — верхний и средний девон; 5 — зилайская серия верхнего девона — нижнего карбона; 6 — франский ярус верхнего девона; 7—11 — средний девон (7 — живетский ярус, 8 — верхнеэйфельский подъярус, 9—11 — нижнеэйфельский подъярус, 10 — мурадымовская свита); 12 — нижний девон, кобленцкий ярус; 13 — стратиграфические границы; 14 — линии надвигов; 15 — скважины. 1, 5 — флишоидные терригенные отложения; 2—4 — известняки с прослоями аргиллитов; 6—9, 11, 12 — рифогенные известняки; 10 — аргиллиты и песчаники

частях рассматриваемого района вскрыты соответственно скважинами № 18 (Мурадымово) * и №№ 11 и 6 (Асташ). Наиболее древними породами в скважине № 18 являются живетские известняки, в скважине № 11 — породы франского возраста, а в скважине № 6 — известняки бийских слоев эйфельского яруса среднего девона. Ниже приводится описание вскрытых упомянутыми скважинами поднадвиговых пород.

Эйфельский ярус, бийские слои зафиксированы в скважине № 6 в интервале 3470—3475 м, где они представлены органогенно-обломочным известняком с многочисленными *Supressocrinus* sp. Скважиной, по-видимому, вскрыта лишь кровля бийских слоев **.

Живетский ярус пройден скважиной № 18 в интервале 2380—2430 м. Сложен известняками темно-серыми и черными, глинистыми, участками доломитизированными. В интервалах 2404—2405 и 2429—2430 м встречены многочисленные кониконхии живетского облика, реже — обломки раковин брахиопод, остракод и криноидей.

Франский ярус в скважине № 18 вскрыт в интервале 2216—2380 м, в скважине № 11 — 3224—3323 м (забой). Представлен известняками темно-серыми, микрзернистыми, участками доломитизированными и в значительной степени перекристаллизованными, что обусловило пятнистую «брекчиевидную» текстуру породы. Из органических остатков отмечаются обломки раковин брахиопод, остракод и фораминиферы (паратураммины).

В скважине № 11 в керне интервала 3320,4—3323 м встречены многочисленные кониконхии франского облика. Выше здесь, по данным камен-

* Скважиной № 18 вскрыт разрез первой и второй сверху аллохтонных чешуй.

** Разрез вышележащих карбонатных отложения ($D_2 - C_2$) в этой скважине весьма слабо охарактеризован керном и изучен недостаточно, поэтому описание их в дальнейшем приводится по скважинам №№ 18 и 11.

ного материала и промысловой геофизики, выделяются мендымские и ас-
кынские слои.

Фаменский ярус в скважинах № 18 и № 11 вскрыт соответствен-
но в интервалах: 2170—2216 м и 3159—3223 м. Сложен он известняками
темно-серыми, участками окремнелыми, с кораллами, обломками остракод

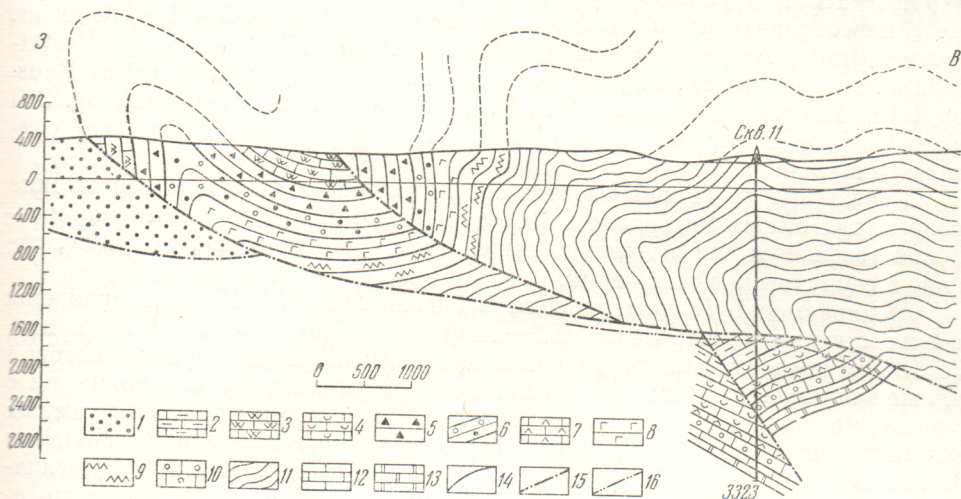


Рис. 2. Геологический разрез Асташовской площади через скв. № 11. 1, 2 — средний карбон (1 — кугарчинская свита, 2 — карбонатная толща); 3—10 — нижний карбон (3 — бухарчинская свита, 4 — визейский и намюрский ярусы, нерасчлененные, 5 — иткульовская свита, 6 — куруильская свита, 7 — тувльский горизонт, 8 — мазитовская свита, 9 — ямашлинская свита, 10 — турнейский ярус); 11 — зилайрская свита; 12 — фаменский ярус; 13 — франкий ярус; 14 — стратиграфические границы; 15 — линии надвигов; 16 — условный сейсмический отражающий горизонт П. 1, 3, 5, 6, 8, 9, 11 — флишвидные, в основном терригенные, породы; 2, 4, 7, 10, 12, 13 — известняки и доломиты

и фораминиферами: *Vicinesphaera* sp., *Parathuramina coreicubovi* Sul., *P. spinosa* Lip., *Archaeosphaera minima* Sul. *.

Турнейский ярус в скважине № 18 вскрыт в интервале 2096—2170 м; в скважине № 11 пройден дважды, в интервалах 3003—3159 м и 2490—2668 м. Сложен переслаивающимися пластами глинистых известняков, углисто-карбонатных, хлорито-глинистых и углисто-глинистых сланцев. В известняках обнаружены фораминиферы: *Parathuramina* cf *dagmarae* Sul., *P. cushmani* Sul., *P. suleimanovi* Lip., *P. coreicubovi* Sul., *Archaeosphaera* sp., *Bisphaera* sp., *Vicinesphaera* sp.

В скважине № 11 в интервале 3154,3—3158,3 м встречены многочисленные *Quasiendothyra communis* Raus., позволяющие относить вмещающие слои к заволжскому горизонту турнейского яруса.

Визейский ярус в скважине № 18 вскрыт в интервале 1455—2096 м, в скважине № 11 — в интервалах 2046—2490 м и 2668 — 3003 м. В скважине № 18 по литологическому составу он четко подразделяется на две части.

Нижняя (2015—2096 м) сложена в основном сланцами черными, углистыми, кремнистыми, углисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми и карбонатно-глинистыми с прослоями темных известняков с фораминиферами: *Eostaffella* (*Mediocris*) *mediocris* Viss., *Endothyra* sp. (cf *arcuata* Groisd. et Leb.), *Globiendothyra* ex gr. *globulus* (Eichw.), *Archaeodiscus* cf *moelleri* Raus., *A. karreri* Brady, *A. varsanofievae* Groisd. et Leb., *Bradyina* sp., *Climacamma* sp.

Эта часть разреза визейского яруса условно может быть сопоставлена с мазитовской и куруильской свитами разрезов западного крыла Зилаир-

* Определения Е. П. Лаутеншлегер и М. И. Моновой.

ского синклиория (аллохтон), где суммарная мощность их достигает 1000—1300 м⁽⁸⁾.

Верхняя часть разреза визейского яруса (1455—2015 м) представлена известняками темно-серыми, мелко-микрoзернистыми, с тонкими прослоями кремней (1794,8—1796,6 м), мергелей и алевроитовых известняков (1858,8—1859,3 м), а внизу — углисто-глинистых сланцев.

В известняках определены: *Archaeodiscus donetzianus* Sosnina, *A. ex gr. karreri* Brady, *Asteroarchaeodiscus aff. baschkiricus* Krest. et Teod., *Eostafella mosquensis* Raus., *E. prisca* var. *ovoidea* Raus., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *E. omphalota* Raus. et Reitl., *E. obsoleta* Raus., *Tetrataxis* sp. Эта часть разреза может быть сопоставлена с иткуловской и бухарчинской свитами зилаирского (аллохтонного) комплекса фаций.

В скважине № 11 наблюдается сравнительно равномерное обогащение разреза глинистым материалом. По фауне фораминифер и данным промысловой геофизики, здесь условно выделяются бобриковские, тульские, окские и серпуховские отложения.

Среднекаменноугольные породы в скважинах №№ 18 и 41 пройдены соответственно в интервалах 972—1455 м и 1766—2008 м. В скважине № 18 они представлены терригенной кугарчинской свитой, разрез которой сложен переслаивающимися аргиллитами, мергелями и алевролитами с прослоями полимиктовых песчаников и подчиненными прослоями темных глинистых известняков с фораминиферами: *Asteroarchaeodiscus baschkiricus* Krest. et Teod., *Archaeodiscus cf. pustulus* Grosd. et Leb., псевдоштаффеллами, бредиинами, эндотирами и др. В скважине № 11 средний карбон представлен существенно карбонатным разрезом. Здесь преобладают известняки, мощность отдельных прослоев которых изменяется от 1—2 м до 15—30 м. Мергели, аргиллиты и алевролиты имеют резко подчиненное значение. В ряде интервалов (1804,2—1805,2 и 1848—1850 м и др.) встречены редкие *Asteroarchaeodiscus baschkiricus* Krest. et Teod., *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Globivalvulina minima* Reitl. и др.

Итак, в скважинах №№ 11 и 6 Асташской площади девонские отложения автохтона представлены карбонатными фациями платформенного типа, а нижний и средний карбон — субплатформенными образованиями.

В скважине № 18 (Мурадымово) девон во второй сверху надвиговой чешуе сложен платформенными фациями, нижний карбон — фациями переходного (от платформенного к миогеосинклинальному) типа, а средний карбон — флишовой толщей миогеосинклинального типа. В структурно-фациальном отношении толщи автохтона слагают восточное крыло Предуральского краевого прогиба, значительно расширяющегося здесь за счет погружения к югу Башкирского антиклинория.

Как далеко на восток простираются на этой широте платформенные и субплатформенные фации среднего и нижнего палеозоя, нам пока неизвестно, так как они скрыты под мощной толщей палеозоя зилаирского фациального комплекса, надвинутого сюда с востока в виде крупного покрова перекрытия (шарьяжа).

Судя по данным геофизики, под миогеосинклинальными сооружениями западного склона Урала вплоть до антиклинория Уралтау прослеживается непрерывающийся архей-древнепротерозойский кристаллический фундамент Русской платформы.

Поступило
16 V 1969

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. А. Блохин, Бюлл. МОИП, 10 (4) (1932). ² М. А. Камалетдинов, ДАН, 146, № 5 (1962). ³ М. А. Камалетдинов, ДАН, 162, № 6 (1965). ⁴ М. А. Камалетдинов, Геотектоника, № 1 (1965). ⁵ М. А. Камалетдинов, Геол. нефти и газа, № 3 (1968). ⁶ М. А. Камалетдинов, Р. А. Камалетдинов, ДАН, 144, № 4 (1961). ⁷ М. А. Камалетдинов, Р. А. Камалетдинов, А. Д. Надежкин, ДАН, 174, № 4 (1967). ⁸ Б. М. Келлер, Тр. Инст. геол. наук АН СССР, сер. геол., в. 104 (1949). ⁹ Д. В. Наливкин, Зап. горн. инст., 7 (1926). ¹⁰ А. Л. Яншин, Бюлл. МОИП, отд. геол., 16 (2) (1932).