

## СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Б. Д. ВАСИЛЬЕВ

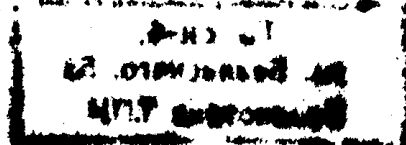
(Представлена проф. А. М. Кузьминым)

Структурная неоднородность северной части Кузнецкого Алатау и сопряженных районов в вертикальном разрезе подмечена давно и с разной степенью детальности получила отражение в работах ряда исследователей. При этом были выделены естественно обособленные тела (единицы), объем и количество которых у разных авторов не оставались постоянными даже для одной и той же территории. Отсутствие унифицированной тектонической терминологии привело к тому, что, с одной стороны, одни и те же естественно обособленные структурные тела получили названия геологических формаций в понимании М. А. Усова [29, 18, 4, 1 и др.] структурных этажей [7, 12, 9, 8, 2, 22, 24 и др.], структурных ярусов [28, 11, 21 и др.] или структурных комплексов [17, 19]. С другой стороны, под одним и тем же термином выделялись иногда структурные единицы разного порядка.

В специальной литературе по этому вопросу [27, 16, 3, 23] также нет единства взглядов на объем структурного этажа и других таксономических единиц. Так, термин «структурный комплекс» рассматривается С. А. Салуном как термин свободного пользования; по М. В. Муратову, «структурный (складчатый) комплекс» — синоним термина «структурный этаж»; А. А. Богдановым предлагается термин «складчатый комплекс» как таксономическая единица более крупная, чем «структурный этаж».

Учитывая разноречивость в тектонической терминологии и недостаточно четкие определения ряда терминов, их объема и критериев выделения, мы вынуждены отметить, в каком объеме эти термины применяются нами при описании тектоники района и на основании каких критериев они выделены. Нам представляется целесообразным, применительно к условиям Кузнецкого Алатау и сопредельных районов, выделять следующие соподчиненные структурные таксономические единицы: структурный комплекс, структурный этаж, структурный подэтаж и структурный ярус.

Структурный комплекс характеризует определенные геотектонические условия развития, складается набором формаций одного класса со свойственной ему внутренней структурой и отделяется от другого длительным перерывом, резко выраженным региональным угловым несогласием, свидетельствующим о коренной перестройке структурного плана. Такими структурными комплексами будут догеосинклинальный, геосинклинальный, переходный и платформенный комплексы [17] или,



соответственно, комплекс основания, главный геосинклинальный и молассовый комплексы, по М. В. Муратову [23]. Каждый структурный комплекс на той или иной территории может быть представлен одним или несколькими структурными этажами, которые слагаются формациями одного класса, но отделены друг от друга региональным угловым несогласием с перестройкой структурного плана.

Примером структурных этажей в пределах переходного комплекса ( $D_1$ — $P$ ) Минусинского прогиба могут служить два этажа, разделенные поверхностью регионального предживетского несогласия. Нижний из них ( $D_1^2$ — $D_2^1$ ) выделялся первоначально в качестве подэтажа [12]; а позднее — в качестве особого переходного структурного комплекса [19]. Он распространен далеко за пределы Минусинского прогиба, тогда как верхний структурный этаж переходного комплекса ( $D_2^2$ — $P$ ) обязан своим формированием заложению и развитию Минусинского прогиба после имевшей место в среднем девоне резкой структурной перестройки, обусловившей обособление прогиба. Однако часто структурный комплекс имеет единый структурный план и состоит из одного этажа.

Структурные подэтажи в составе этажа выделены угловыми несогласиями, но имеют общий структурный план.

Структурные ярусы в составе подэтажа разделены скрытыми несогласиями, выражающимися резкой сменой литологии, перерывом в осадконакоплении и размывом без проявления складчатости.

Приведенные выше определения свидетельствуют о том, что выделение тех или иных структурных единиц при тектоническом анализе должно осуществляться не только структурным, но главным образом историко-геологическими методами. Каждая из выделенных структурных единиц отделена несогласием, однако эти несогласия неравноценны, поскольку в современной геологической литературе и в многочисленных учебниках по структурной геологии термину «несогласное залегание» придается различный смысл и даже принципиальный подход к определению «несогласия» часто различен, считаем необходимым отметить, что мы понимаем «несогласие» не только и не столько структурно, сколько генетически (историко-геологически), и считаем залегающими согласно только непрерывно накопившиеся слои, пачки, свиты, даже если они залегают непараллельно.

Именно так понимал этот термин М. А. Усов [30], выделяя три главных типа стратиграфических структур: а) согласное наложение, б) скрытое несогласие, отвечающее более или менее крупному континентальному перерыву при отложении осадков (и размыву) и в) явное, или угловое несогласие, фиксирующее не только перерыв в отложении, но и значительные дислокации в подлежащей толще осадков, сопровождавшиеся денудацией. Определив перерыв как несогласие, М. А. Усов [29] указал многочисленные критерии выделения перерывов. Однако поскольку скрытому несогласию, по М. А. Усову, отвечает «более или менее крупный континентальный перерыв», то перед исследователями в каждом конкретном случае возникает проблема определения длительности перерыва, чтобы получить возможность говорить о согласном или несогласном залегании конкретных толщ — задача тем более сложная потому, что минимум длительности перерыва, необходимый для выделения несогласия, никем не определен.

С учетом сделанных замечаний и опубликованных ранее данных по стратиграфии [5, 6] обратимся к анализу тектонического строения СВ части Кузнецкого Алатау. Прежде всего, в пределах района четко обособлены два структурных комплекса: геосинклинальный и переходный.

а. Геосинклинальный структурный комплекс представлен дислоцированными и метаморфизованными толщами позднего докембрия, нижнего и среднего кембрия и прорывающими их телами крупной гранитоидной интрузии Мартайгинского комплекса. Осадочные и вулканогенные толщи отмеченного возрастного диапазона в Кузнецком Алатау, как было показано ранее [20, 32], относятся к формациям геосинклинального класса (по Н. С. Шатскому и Н. П. Хераскову), а наличие среди них зеленокаменных вулканогенных толщ и крупных интрузивных тел «формации гранитоидных батолитов пестрого состава» [13] свидетельствует об эвгеосинклинальных условиях развития региона в позднем докембрии и кембрии.

Нижняя граница геосинклинального комплекса в районе не вскрыта, верхней является поверхность нижедевонского регионального углового несогласия, отделяющая расположенный выше переходный структурный комплекс, сложенный формациями иного класса и обладающий иным структурным планом.

Все толщи кембрия и докембрия в пределах района, как будет показано ниже, дислоцированы в одном плане, собраны в крупные складки субмеридионального ССЗ простирания с углами падения крыльев  $50-70^\circ$  и осложнены узкими «приразломными» складками северо-восточного простирания. Единый структурный план позволяет выделить в пределах геосинклинального комплекса в нашем районе только один структурный этаж для всех толщ позднего докембрия-среднего кембрия, который в дальнейшем изложении для краткости именуется додевонским. Однако этот этаж структурно не однороден и подразделяется нами на подэтажи и структурные ярусы на основании анализа взаимоотношений слагающих его свит и толщ. Рассмотрим эти взаимоотношения с учетом сделанных выше замечаний по тектонической терминологии.

Кашкадакская толща на исследованной территории не имеет подовывы, как и толща ключа Дачного, поэтому взаимоотношения их с подстилающими образованиями не выяснены. Нижнекундатская (Макаракская) толща залегает на толще ключа Дачного согласно: граница их проводится условно по появлению в разрезе первого горизонта вулканогенных пород. Литология толщ близ этой границы сменяется постепенно, о чем свидетельствует переслаивание карбонатных и вулканогенных пород в нижней части эффузивно-осадочной толщи.

Доломитовая толща ключа Глубокого залегает на подстилающей с размыром и скрытым несогласием. На это указывают резкая смена литологии на границе толщ и маломощные конгломераты в основании доломитовой толщи на реке Кундат ниже устья Б. Натальевки, где в гальках содержатся черные мраморы, кварциты и вулканогенные породы подстилающей толщи. О перерыве свидетельствует и залегание онколитовых доломитов этой толщи ниже устья р. Елизаветинки непосредственно на красноцветных песчаниках и диагенетизированных эффузивах, т. е. здесь мы имеем резкую смену фаций в вертикальном разрезе с континентальной на морскую. Несмотря на это структурно доломитовая толща не обособлена от подстилающих пород, она участвует с ними в общих структурах и залегает повсеместно только на эффузивно-осадочной Нижнекундатской толще. Поэтому мы рассцениваем взаимоотношение между этими толщами как скрытое несогласие.

Среднекийская (Усть-Кундатская) свита отличается от доломитовой толщи ключа Глубокого значительным непостоянством фаций и наличием местных размывов. Она залегает при устье Соболинки и ниже устья ключа Глубокого на доломитовой толще докембрия, причем взаимоотношения их здесь твердо не установлены, поскольку непосред-

венный контакт не наблюдался. Структурно же они не имеют резких различий. Но в бассейне Васькиного ключа в нижней части среднекейской свиты залегают красноцветные конгломераты с галькой мраморов и кварцитов, а ниже устья Кийки отложения среднекейской свиты залегают непосредственно на черных антраконитовых мраморах кашкадакской толщи, имея в основании песчанистые известняки с линзами микрокварцитовых неравнозернистых песчаников. Уже залегание среднекейской свиты на резко различных по возрасту и стратиграфическому положению докембрийских толщах свидетельствует о несогласии, причем несогласие это следует расценивать как угловое. Косвенным доказательством крупного перерыва и размыва перед отложением среднекейской свиты является и то, что здесь из разреза выпадает вулканогенная толща, которая в других районах (Сарала, Б. Июс, Батени, Горная Шория) залегают стратиграфически выше доломитов докембрия, но ниже карбонатно-сланцевых отложений с кембрийской фауной.

Белокаменная свита отличается от среднекейской строго выдержанной фаціальностью и, соответственно, однородностью, несмотря на значительную ее мощность. Знаменательно, что смена фаций по подошве белокаменной свиты происходит резко, причем различные фации среднекейской свиты повсеместно сменяются одной фацией белокаменных рифогенных известняков. Эта смена фаций сопровождается перебивом древней красноцветной коры выветривания, за счет чего известняки базальных слоев белокаменной свиты имеют неравномерную красноватую окраску. На р. Кии, ниже устья Кундата, граница свит фиксируется, кроме того, осадочными (иллювиальными) красноцветными дайками в известняках. Все это свидетельствует о том, что белокаменная свита залегают на среднекейской несогласно с размывом. Однако перерыв в осадконакоплении не был длительным, так как резкого разрыва по фауне нет, наоборот, наблюдается преемственность фауны археоциат. Структурно же свиты не имеют резких различий. На основании изложенного мы считаем, что белокаменная свита залегают на среднекейской со скрытым несогласием.

Берикульская свита залегают в бассейне Б. Белокаменки на породах белокаменной и среднекейской свит. Уже один этот факт указывает на угловое несогласие в основании берикульской свиты.

Свита Мягкого Лога залегают с размывом на берикульской и формируются в основном за счет перебива последней при продолжающейся вулканической деятельности. Мы считаем, что она залегают со скрытым несогласием, однако более тщательная проверка этого вывода необходима.

Таким образом, в стратиграфическом разрезе позднедокембрийско-среднекембрийского структурного этажа геосинклинального комплекса мы выделяем три скрытых и два угловых несогласия. Согласно изложенным выше принципам выделения различных таксономических структурных единиц, скрытые несогласия являются границами структурных ярусов, угловые несогласия в пределах этажа — границами структурных подэтажей. На основании этого мы подразделяем додевонский геосинклинальный структурный этаж на три подэтажа: позднедокембрийский, нижнекембрийский и среднекембрийский, разделенные угловыми несогласиями по подошве среднекейской и берикульской свит. Каждый подэтаж делится на два структурных яруса, разделенных скрытыми несогласиями. Кашкадакская толща при этом подразделении не учтена, так как ее стратиграфические взаимоотношения с другими не установлены, а степень метаморфизма и общий структурный план не дают достаточных оснований для выделения са-

мостоятельного структурного подэтажа или яруса. Этот вопрос требует доработки по материалам смежных районов.

б. Переходный структурный комплекс в северо-восточной части Мариинской тайги представлен ниже-среднедевонскими (доживетскими) толщами [6] и Кийским габбро-щелочно-сиенитовым интрузивным комплексом. Красноцветная терригенная толща кобленца, залегающая с резким угловым несогласием на размытых складках и интрузивных массивах геосинклинального структурного комплекса, и залегающая несогласно выше вулканогенная толща эйфеля собраны в складки СВ простирания с углами падения в среднем  $30^\circ$  и осложнены многочисленными разрывами.

По особенностям состава и строения красноцветная толща соответствует континентальной красноцветной обломочной формации (по А. Б. Роинову и В. Е. Хаину, [25]). Красноцветные обломочные толщи этого этапа развития в смежных районах рассматриваются как молассы [33, 10, 23, 3, 20].

Залегающая выше с угловым несогласием вулканогенная толща отвечает наземной вулканогенной формации (по А. Б. Роинову и В. Е. Хаину). Ее аналоги в пределах Минусинского прогиба относятся рядом исследователей к порфировой формации в широком понимании этого термина [27], к базальтовой формации [15, 10] или трахиандезитовой формации [13]. Однако чаще эти толщи на сопредельных территориях не расчленены, объединяются в одну вулканогенно-осадочную серию (Быскарскую, Копьевскую и т. п.) и тогда относятся к «континентальной красноцветной эффузивно-обломочной формации» [25] или выделяются в особый формационный тип — «базальтовую вулканогенно-красноцветную формацию» [14].

Так или иначе они относятся к классу орогенных формаций (по Н. П. Хераскову) или к группе переходных формаций (по Л. Б. Рухину) и характеризуют определенный этап геотектонического развития области, получивший название постгеосинклинального, заключительного, срогенного, переходного, полуплатформенного, постумного и т. д. Наличие в составе этого структурного комплекса в пределах района субщелочных и щелочных интрузий также свидетельствует об особом переходном, полуплатформенном геотектоническом режиме развития региона в нижнем — среднем девоне.

В настоящей работе мы не можем более подробно касаться вопроса о формациях, так как, рассматривая сравнительно небольшой район, не имеем достаточного для этого материала. Кроме того, этот вопрос не является для нас первостепенным: понятие о формациях (в понимании Н. С. Шатского) привлекается нами лишь для обоснования выделения структурных комплексов, полная характеристика которых может быть составлена лишь на основе изучения всей складчатой области.

Следует отметить, что переходный структурный комплекс в сопредельных районах представлен более полно. Так, в пределах Минусинского прогиба он охватывает свиты в возрастном интервале от нижнего девона до перми включительно делится на два структурных этажа поверхностью предживетского регионального углового несогласия, что отмечалось нами выше. В пределах северо-восточной части Мариинской тайги мы имеем только нижний предживетский структурный этаж переходного комплекса.

Взаимоотношения красноцветной (красногорской) и вулканогенной (палатнинской) толщ, слагающих этот структурный этаж таково: залегание вулканогенной толщи на размытых складках красноцветной толщи и породах додевонского геосинклинального структурного ком-

плекса несомненно свидетельствует об угловом несогласии, что позволяет выделить в составе предживетского этажа два структурных подэтажа, учитывая, что структурный план дислокаций этих толщ сохраняется. Более детальное деление затруднено.

Таким образом, в пределах северо-восточной части Мартайги выделяются два структурных комплекса, соответствующие двум типам геотектонического режима: геосинклинальный и переходный. Каждый из них в нашем районе представлен только одним структурным этажом: позднедокембрийско-среднекембрийский (додевонский) структурный этаж геосинклинального комплекса с интрузией гранитоидов Мартайгинского комплекса и предживетский девонский структурный этаж переходного комплекса в составе отложений кобленца и эйфеля с прорывающей их интрузией габбро-сиенитов Кийского комплекса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А. Р. Ананьев. К вопросу о кембрии и докембрии в Марининской тайге Кузнецкого Алатау. Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР, вып. 2, 1948.
2. И. И. Белостоцкий, Л. П. Зоненшайн, Б. Н. Красильников, Г. А. Кудрявцев, А. А. Моссаковский, И. Ф. Пожариский, Н. Н. Херасков. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, № 6, 1959.
3. А. А. Богданов. О термине «структурный этаж». Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, № 1, 1963.
4. А. Я. Булытников. Рудоносность восточной части Марининской тайги. Вестник ЗСГУ, № 3—4, 1943.
5. Б. Д. Васильев. Стратиграфия додевонских отложений северо-восточной части Марининской тайги (Кузнецкий Алатау). Изв. ТПИ, т. 165, 1968.
6. Б. Д. Васильев. К стратиграфии девона центральной части Марининской тайги (Кузнецкий Алатау). Изв. ТПИ, т. 165, 1968.
7. Т. М. Дембо. Геологическое строение и золотое оруденение северной части Кузнецкого Алатау. Тр. НИГРИзолото, вып. 19, 1952.
8. А. Л. Додин. Геологическое строение и основные черты металлогении железа Горной Шории и Кузнецкого Алатау. В кн. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. Изд. АН СССР, М., 1959.
9. Я. Г. Кац. Основные этапы развития центральной части Минусинского межгорного прогиба в девоне. Изв. вузов. Геология и разведка, № 12, 1959.
10. Я. Г. Кац. Некоторые вопросы палеозойской истории развития Минусинского межгорного прогиба. Вестник МГУ, геол., № 1, 1962.
11. Ю. А. Косыгин. Тектоника территории СССР. Природа, № 9, 1955.
12. Я. Г. Кац, Б. Н. Красильников, А. А. Моссаковский, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, Н. Н. Херасков. Стратиграфия палеозойских отложений Минусинской котловины и ее горных обрамлений. Тр. ВАГТ, вып. 4, 1958.
13. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций М., «Недра», 1964.
14. И. В. Лучицкий. О девонской вулканогенно-красноцветной формации Минусинского межгорного прогиба. Докл. АН СССР, т. 116, № 2, 1957.
15. И. В. Лучицкий. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд. АН СССР, М., 1960.
16. Материалы по тектонической терминологии, ч. 1. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 12, 1961.
17. В. С. Мелешенко, Э. Н. Янов, И. Н. Казаков. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 32, 1960.
18. В. К. Монич. Геологический очерк Берикольского золотопромышленного района. Тр. треста Золоторазведка и ин-та НИГРИзолото, вып. 7, 1937.
19. А. А. Моссаковский. К тектонике Кузнецкого Алатау. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1961.
20. А. А. Моссаковский. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
21. Д. И. Мусатов. Кузнецкий Алатау. Тектоника. В кн.: «Геология СССР», т. XV, Красноярский край, ч. 1. Госгеолтехиздат, 1961.
22. Д. И. Мусатов, А. П. Гарков. Тектоническое строение центральной части Саяно-Алтайской складчатой области. Мат. по геологии Красноярского края, вып. 2, 1961. Изд. КГУ.
23. М. В. Муратов. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1963.

24. Д. В. Наливкин. Геология СССР. Изд. АН СССР, М., 1962.
25. А. Б. Ронсов и В. Е. Хаин. Девонские литологические формации мира. Сов. геол., сб. 41, 1954.
26. Л. Б. Рухин. Переходные формации. Мат. Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. I, Новосибирск, 1955.
27. С. А. Салун. О терминах «структурный этаж» и «ярус». Бюлл. МОИП, 5, 1957.
28. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Объяснительная записка под ред. Н. С. Шатского. Госгеолтехиздат, 1957.
29. М. А. Усов. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск. Изд. ЗСГРТ, 1936.
30. М. А. Усов. Структурная геология. Изд. АН СССР, 1940.
31. Н. П. Херасков. Вопросы методики выделения областей складчатости различного возраста. В сб. «Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники». Изд. АН СССР, М., 1962.
32. В. В. Хоментовский. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III. Изд. АН СССР, М., 1960.
33. Е. Д. Шлыгин. Каледониды Сибири и Европы. В кн. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1960.