

МАТЕРИАЛЫ К СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТЕНИКЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

Ю. А. КУЗНЕЦОВ

Общий план структуры Северо-Западного Алтая

Район Северо-Западного Алтая представляет весьма интересную в тектоническом отношении область смыкания структур Горного и Рудного Алтая. Граница между этими структурами может быть проведена по течению р. Локтевки и верховьям р. Белой.

Северо-восточная часть описываемого района, которая может быть по своим особенностям отнесена к структуре Горного Алтая, сложена в основном песчано-сланцевыми толщами низов ордовика, собранными в крутые складки изменчивого простирания и сильно рассланцованными, причем изменчивость простирания обусловлена, видимо, в основном перестройкой ее основных складок в связи с более поздними движениями. На размытой поверхности ордовика в синклинальных прогибах местами сохранились известняково-сланцевые толщи готланда, рисующиеся на карте частью в виде неправильных лапчатых пятен (бассейн р. Ини) в случае пологих структур, частью в виде вытянутых в северо-западном направлении пережатых синклиналей. Несколько особняком стоит широтная курьинско-маралихинская синклинальная структура, сложенная отложениями верхов ордовика, готланда и девона.

Юго-западная часть района является составной частью и северным продолжением грабена Рудного Алтая [8; 2; 12; 13]. Этот участок отличается полным выпадением в стратиграфическом разрезе отложений готланда и широким развигием девонских и нижнекарбоновых толщ. Только здесь проявляется массовое развитие порфировых интрузий змеиногорского комплекса. В южной части этого участка, южнее саввушинского гранитного массива, отчетливо вырисовывается широкая, северо-западного простирания антиклинальная структура, ядро которой сложено метаморфическими толщами низов ордовика (кембросилура, по Нехорошеву) и интродуцировано громадным плутоном алейских плагиоклазовых гранитов, а крылья, осложненные рядом дополнительных складок, сложены средним и верхним девонem и нижним карбоном. Структура участка севернее саввушинского плутона неясна из-за слабой обнаженности и интенсивной рассланцовки всех формаций. Здесь намечается широкая синклинальная структура девона в районе Н. Фирсовой, с осью, погружающейся на север, и антиклиналь северо-западного направления, сложенная низами ордовика, проходящая примерно через с. Ивановка. Обращает на себя внимание то, что структура Рудного Алтая значительно более насыщена интрузивными телами, чем структура Горного Алтая.

Структуры Горного и Рудного Алтая, как это давно известно [2; 12; 13], отделены друг от друга мощным дизъюнктивом, известным в литературе под названием „таловско-ульбинского надвига“ [2], сопровождающегося широкой „северо-восточной зоной смятия“ [12]. По данным Бубличенко и Нехорошева, таловско-ульбинский надвиг проходит из бассейнов рр. Уль-

бы и Убы через верховья рр. Белой и Локтевки на р. Таловку и д. Ивановку. Исследования автора показали, что в районе Ивановки действительно есть несколько зон смятия, проходящих с северо-западным простиранием внутри песчано-сланцевой толщи низов ордовика, но главное нарушение, приводящее в непосредственное соприкосновение самые разновозрастные формации, проходит вдоль р. Локтевки до с. Курьи, где дугообразно изгибается на северо-восток и уходит на р. Чарыш в район с. Озерки. Поэтому правильнее было бы этот дизъюнктив называть локтевско-ульбинским надвигом. Но надо сказать, что надвиговая природа его сомнительна. Как мы увидим ниже, это типичный „глубинный разлом“ в том смысле, как этот тип структур понимает Пейве [16]. В районе с. Курьи, в зоне перегиба, локтевско-ульбинский „надвиг“ или, правильнее, „глубинный разлом“ разветвляется на множество частных разломов, взаимно связанных друг с другом, чем и обусловлена исключительно сложная чешуйчатая структура этого участка. Сложный и не всегда ясный характер движений по этой зоне привел в непосредственное соприкосновение кристаллические известняки докембрия, песчаники и сланцы ордовика и готланда, эффузивы верхнего девона и даже известняки нижнего карбона. Локтевско-ульбинский глубинный разлом главным образом со стороны грабена Рудного Алтая сопровождается широкой зоной смятия, в пределах которой все осадочные породы интенсивно рассланцованы в северо-западном направлении, а изверженные—испытывали сильнейший катаклиз. На широте с. Курьи направление сланцеватости веерообразно расходится и в зоне, примыкающей к шву разлома, плавно меняет простирание на северное и затем северо-восточное.

С юго-запада структура Рудного Алтая отделена от структуры Калбинского хребта аналогичным „иртышским надвигом“ [2],¹⁾ сопровождающимся „иртышской зоной смятия“ [13].

Курьинско-маралихинская синклираль с юга обрезана отчетливо выраженным широким дизъюнктивом (семеновский надвиг по Бубличенко) [2], который, будучи заложен раньше локтевско-ульбинского, отчетливо срезается последним. Кроме этих главных нарушений, определяющих общий план структуры всего района, фиксируется большое количество мелких разломов, а также мелких зон смятия.

Стратиграфия Северо-Западного Алтая

Докембрий

Вопрос о наличии докембрия в пределах Северо-Западного Алтая до самого последнего времени громадным большинством работавших здесь геологов не только подвергался сомнению, но и решался в отрицательном смысле в самой категорической форме [12]. Однако более детальные исследования последних лет заставляют изменить эти привычные представления. В результате исследований 1942—43 гг. автор выделил белореченскую формацию, состоящую из серых сланцеватых мраморов и переслаивающихся с ними филлитов, которая прослежена вдоль р. Локтевки южнее с. Курьи в виде сравнительно узкого тектонического клина, зажатого в зоне локтевско-ульбинского глубинного разлома. По степени метаморфизма, особенностям внутренней тектоники и полному отсутствию фауны белореченская формация резко отличается от верхнесилурийских отложений, вообще говоря, близких по литологическому составу и образующих такие же клинья в той же тектонической зоне. Древний возраст

¹⁾ Вероятно, являющимся также глубинным разломом, судя по значительному различию стратиграфических колонок палеозоя Калбы и Рудного Алтая (ЮК).

белореченской формации доказывается наличием гальки серых сланцеватых мраморов, характерных для этой формации, в конгломератах нижнего силура, а так как кембрий Алтая характеризуется совершенно иным литологическим содержанием, то совершенно естественным является предположение о докембрийском возрасте белореченской формации, которая поразительно напоминает карбонатно-сланцевые толщи докембрия Восточного Алтая и Кузнецкого Алатау.

Силур

Достоверных кембрийских отложений в северо-западной части Алтая неизвестно, силурийские же пользуются широким развитием, причем среди них отчетливо выделяется по крайней мере пять самостоятельных формаций, отделенных друг от друга тектоническими перерывами и угловыми несогласиями.

Наиболее древней из силурийских отложений, относящейся к низам ордовика, является мощная и широко распространенная толща, описывавшаяся под названием „кембро-силура“ и „нижнего силура“ (Нехорошев и другие геологи ЦНИГРИ) или зеленофиолетовой формации [1; 18]. Имелись попытки расчленить эту толщу. Так, в работах Нехорошева описывается и выделяется на картах: а) кембросилур (метаморфическая свита) и б) фаунистически охарактеризованный нижний силур, причем одновременно оказывается, что отложения нижнего силура лежат на кембросилуре согласно, литологически же они друг от друга неотличимы. Винкман и затем Баклаков [1] расчленяют эту толщу на а) зеленофиолетовую и б) пестроцветную формации, отделенные друг от друга тектоническим перерывом. Исследования автора показали, что нет никаких оснований для расчленения этой мощной и очень однородной толщи. Эта толща, по своему возрасту относящаяся к самым низам нижнего силура, характеризуется прежде всего своей пестроцветностью и состоит из мощных горизонтов песчаников, чередующихся с алевроитовыми и пелитовыми сланцами, причем среди песчаников нередки горизонты конгломератов, исключительной редкостью являются известняки. Алевроито-пелитовые горизонты характеризуются зелеными и лиловыми окрасками, всегда тонко осланцованы и даже филлитизированы. Песчаники более массивны, первичная окраска бурая, лиловобурая, зеленосерая. Характерны плохая окатанность обломочного материала и полимиктовый его состав. Обычны песчаники с крупными обломками листоватых аргиллитов, являющиеся типичными брекчиями усыхания [7], которые Винкман неправильно интерпретирует как конгломераты с галькой филлитизированных сланцев. Собственно конгломераты состоят из гальки преимущественно микрокварцитов, к которым примешивается галька песчаников, сланцеватых мраморов, типичных для белореченской формации, кварцевых диоритов, микрогранитов и кварцевых альбит-порфиров. В составе этой пестроцветной толщи Никоновым [15] в разрезе по Бугрышихе обнаружена трилобитовая фауна *Megalaspis cf. planilambata* Ag. и *Ampyx*, указывающая на аренигский возраст толщи. Другая точка с фауной плохо сохранившихся брахиопод, трилобитов и кораллов нижнесилурийского облика обнаружена по р. Горновке в 1,5 км ниже д. Михайловки. Мощность описанной толщи весьма значительна и, вероятно, достигает нескольких километров. Она залегает в общем полого, но собрана в мелкие складки второго порядка, местами открытые, местами сильно пережатые. Простираение слоистости меняется в различных участках. Регионального метаморфизма эта толща не испытала и только поражена расланцовкой, причем только в зонах наиболее интенсивного осланцевания проявляется некоторый метаморфизм.

К верхам ордовика относится описанная автором из района пос. Батун костинская формация. Она прослежена в виде сравнительно узкой, вытянутой в широтном направлении полосы вдоль семеновского надвига, причем отделена дизъюнктивами с одной стороны от песчано-сланцевой толщи низов ордовика, с другой — от основных эффузивов верхнего девона. Костинская формация сложена в основном зелено-серыми известковистыми песчаниками и мергелями с рядом прослоев песчаных известняков и мелкогалечниковых конгломератов. Известняки иногда переполнены прекрасно сохранившейся фауной брахиопод и трилобитов, среди которых определены: *Trinodus sp.*, *Homalontus sp.*, *Telaphus sp.*, *Glaphurus sp.*, *Cybele sp.*, *Phacopidae*, *Raphiophoridae*, *Asaphus sp.*, *Cheirurus sp.*, *Sphaerococcus sp.*, *Trinucleus sp.* Возраст фауны ограничивается нижним силуром, причем вероятнее верхней его частью (ландейло или каралок). Мощность формации (в неполном разрезе) не менее километра. В конгломератах костинской формации имеется много гальки песчаников и сланцев нижнеордовикских отложений с реликтовыми тектоноструктурами, что свидетельствует о значительном перерыве и проявлении складчатости между временем накопления нижнеордовикских слоев и отложением костинской формации. Тут же, около пос. Батун, костинская формация трансгрессивно перекрыта базальными горизонтами среднего девона, представленными рифовым „мурзинским“ известняком (см. ниже).

Отложения готланда широко распространены в северо-восточной части описываемого участка, т. е. в пределах Горного Алтая, но совершенно отсутствуют в зоне Рудного Алтая. Они повсюду налегают трансгрессивно на нижний силур, причем в составе готланда выделяются достаточно отчетливо три формации, отделенные друг от друга несогласиями.

По наблюдениям Никонова [15] в Тигерецко-Чинетинском районе отложения готланда начинаются толщей черных сланцев с *Monograptus priodon* Вгон., имеющей около километра мощности. Граптолитовая фауна достаточно точно определяет тараннонский возраст этих сланцев. Черные сланцы, по Никонову, перекрываются известковистыми песчаниками и мергелями с прослоями конгломератов и известняков с брахиоподами и кораллами. Аналогичные черные сланцы с несколько более древней (ландовери) граптолитовой фауной *Climacograptus* обнаружены в бассейне р. Черемшанки. В других районах Северо-Западного Алтая черные сланцы отсутствуют, и верхний силур прямо начинается чрезвычайно пестрой по своему составу толщей мергелистых сланцев, известковистых песчаников и известняков с *Halysites*, *Heliolites* и т. д., в основании которой имеются конгломераты с кварцевой галькой. Эти отношения позволяют говорить о значительном размыве перед отложением мергелисто-песчано-известняковой толщи, уничтожившем черные граптолитовые сланцы на большей части Северо-Западного Алтая, и дают возможность выделять последние в самостоятельную формацию (ханхарская по Усову [18]).

Значительно более широким развитием пользуется упомянутая выше пестрая толща мергелей и песчаников с многочисленными, но тонкими горизонтами известняков, повидимому, достигающая мощности в несколько километров. Она может быть выделена под названием ануйской формации [18]. Интересно, что с продвижением к западу в составе ее увеличивается количество известняков и, например, в разрезах по р. Белой (приток Локтевки) зафиксировано было 7 горизонтов известняков суммарной мощностью около 600 м, при общей мощности (неполной) формации в 2 км.

Венчается разрез готланда в Северо-Западном Алтае массивными известняками чагырской формации с *Conchidium Knighti* Sow., *Favosites*, *Heliolites*, *Halysites*, мощностью до 400 м и имеющей возраст венлока. Чагырские известняки ложатся отчетливо трансгрессивно на более древние толщи, что было установлено Бубличенко [2] и Винкман, хотя очень

часто без конгломератов в основании. Последнее обстоятельство и заставило в свое время Елисеева [4] признать полого залегающие поля чагырских известняков за шарьяжные покровы.

Отложения готланда в Северо-Западном Алтае дислоцированы значительно менее интенсивно, чем нижнеордовикские, причем для них очень характерны брахискладки, крылья которых, впрочем, часто осложнены дополнительными складками, иногда очень сжатыми.

Девон

Отложения девона Северо-Западного Алтая разбиваются на два типа, сильно отличающиеся друг от друга по составу и характеру разреза. Один из них развит в пределах Рудного Алтая—это змеиноегорское поле девона, другой—в пределах глыбы Горного Алтая, в северо-восточной части района—курьинское поле девона. Друг от друга они отделены упомянутым выше глубинным разломом, сопровождающимся известной северо-восточной зоной смятия [12].

Девон змеиноегорского поля начинается лосихинским горизонтом, состоящим из конгломератов в основании, а выше—туфов, зеленоватых мергелей, песчаников и известняков. Мощность горизонта около 80 м. В песчаниках встречаются многочисленные ядра *Spirifer frequens* Vubl., *Strophonella anaglyphia* Kays. и др; в известняках—*Spirifer daleidensis* Stein., *Sp. frequens* Vubl. и др. Эту фауну Петц [17] относил к кобленцкому ярусу нижнего девона, но более поздние исследования Бубличенко [3] показали несколько более молодой ее возраст, именно—низов среднего девона. Впрочем, определения Бубличенко вызывают возражения со стороны Халфина [19], который считает более правильными возрастными определения Петца. Наличие *Pleurodictium* в известково-глинистых сланцах района Черепановского рудника также указывает на возможность кобленцкого возраста базальных горизонтов девона. Но так или иначе, наличие крупного перерыва, охватывающего во времени конец готланда и начало девона, для Северо-Западного Алтая несомненно, поскольку базальные горизонты девона повсюду налегают с угловым несогласием на песчано-сланцевой толще ордовика, причем верхний силур в пределах Рудного Алтая отсутствует совершенно.

Выше лосихинского горизонта в змеиноегорском районе лежит мощная эффузивно-туфовая толща, состоящая из туфов, туфогенных песчаников и сланцев, яшм и покровов кварцевых и бескварцевых кератофинов, спилитов, альбитовых диабазов. Основные эффузивы перемежаются с кислыми, но сосредоточиваются в нижних частях разреза. Осадочные породы в разрезе занимают совершенно подчиненное положение. Суммарная мощность среднего девона превосходит 2 км.

Фаунистически характеризованные верхнедевонские отложения развиты юго-западнее Змеиноегорска, в районе поселков Раздольного и Самарки. Здесь среднедевонская эффузивно-туфовая толща перекрыта розовыми рифовыми известняками мощностью 70—75 м, которые отделяются мало-мощным прослоем известковистого туфа от вышележащих красных массивных известняков 50 м мощностью. Последние перекрыты черными углистыми сланцами с бухиоловой фауной, а затем эффузивно-туфовой толщей, сложенной лиловыми кв. порфиритами, мандельштейнами, диабазами и их туфами с видимой мощностью 180 м. Оба горизонта известняков и черные углистые сланцы содержат обильную фауну франского яруса, причем особенно характерна фауна бухиол: *Buchiola retrostriata* Buch., *B. cf. conversa* Clarke, *B. altaica* n. sp., *Posidonia mesacostalis* Wisè, позволившая Халфину точно определить нижефранский возраст горизонта черных сланцев [20]. Общая мощность верхнего девона в Рудном Алтае

достигает 4,5 км, но в описываемой северной его части верхний девон видимо в значительной степени размыт, будучи представлен преимущественно основными эффузивами и их туфами, которые в отличие от среднедевонских находятся в диагнетизированном состоянии.

В пределах змеиногорского поля отложения девона слагают крупную антиклинальную складку общего северо-восточного простирания, крылья которой осложнены дополнительными, иногда крутыми складками, а в ядре выступают породы нижнего силура и располагается алейский плагиогранитный массив.

Совершенно иной разрез девона мы имеем в районе с. Курьи, т. е. в пределах структуры Горного Алтая. По данным автора, здесь девонские отложения трансгрессивно и с резким угловым несогласием налегают на породы нижнего силура, образуя пологую широтную синклинальную складку, южное крыло которой обрезано семеновским надвигом.

Базальный горизонт девона представлен мурзинскими известняками и известняковыми конгломератами, мощность которого меняется от 100—200 метров до метра и меньше. Это типичная рифовая фация, в которой массивные известняки, переполненные кораллами и строматопорами, по простиранию сменяются конгломератовыми известняками с частично окатанной галькой известняков и с известняковым цементом, содержащим ту же самую фауну, а затем—настоящими конгломератами с хорошо окатанной галькой известняка и чуждых пород. Параллельно с таким изменением горизонта уменьшается и его мощность, причем местами он совсем выклинивается. По определениям Радугина, обработывавшего сборы Баклакова [1], мурзинские известняки (д. Акимовка) содержат фауну *Cyathophyllum ex gr. C. caespitosum*, *Amphypora ramosa* Phill., *Amphypora compacta* n. sp., *Am. dimorphica* n. sp., *Actinostroma stellulatum* Nic., *Ac. aporosa* n. sp. и др. и имеют среднедевонский возраст. Палеонтологический кабинет ЗСГУ по сборам автора на основании присутствия в мурзинских известняках *Cyathophyllum cf. vogulicum* B., *C. aff. beloniense* E. H., *Atrypa kadzielniae* Güg. и губок из сем. *Tituswillidae* дает заключение о возрасте горизонта в пределах D_2^2 — D_3^3 . По заключению Яворского фауна строматопор (определены *Clathrodiction incuboner* Javor., *Stromatopora concentrica* Goldf., *Hermatostroma* sp.) носит облик среднего девона и даже верхней его половины.

Мурзинский известняк повсюду совершенно согласно перекрывается акимовской свитой, имеющей мощность 800—900 м и состоящей из серых известковистых песчаников и мергелей, содержащих обильную фауну брахиопод и растительные остатки, причем в одном случае зарегистрирован горизонт кораллового известняка (таловский известняк), залегающего согласно с песчаниками. Ломовицкая в сборах автора установила в акимовской свите наличие ряда видов из родов и семейств *Atrypa*, *Chonetes*, *Spiriferidae*, *Pentameridae* и т. д. Все определенные формы являются близкими, но не тождественными с описанными в литературе, и фауна имеет эндемичный характер. Основываясь на вертикальном распространении форм, Ломовицкая приходит к выводу, что возраст акимовской свиты лежит в пределах D_2^1 — D_3^1 . Наряду с брахиоподами песчаники акимовской свиты содержат растительные остатки *Rhombodendron sibiricum* Chasch., *Archaeophyton* sp., *Calamophyton* sp.

В районе с. Курьи акимовская свита согласно перекрыта известным в литературе курьинским известняком с мощностью около 300 м, причем выше его стратиграфически вероятен еще мощный горизонт известняка, отделенный от нижнего прослоем зеленовато-бурых мергелей. Фауна курьинских известняков описана еще Петцем [17], который определил отсюда *Pachypora cervicornis* Blainw., *Cyathophyllum vermicularae* Goldf., *C. darwinii* Frech. и др. и пришел к заключению о среднедевонском ее

возрасте (стрингоцефаловый ярус). Следует отметить, что известняки Сурьей сопки, которые Петц сопоставлял с курьинскими известняками, в действительности представляют собой базальные горизонты девона (мурзинский известняк). В списке фауны курьинских известняков, приведенном в одной из работ Нехорошева [11], приводятся новые определения брахиопод: *Spirifer inflatus* Schur., *Rhynchonella gracilis* Gür., *Rh. parallelepipedata* Bron., *Productella subaculeata* Murch., *Cyrtina heteroclita* Defr., *Pentamerus acutilobatus* Barr., *Scendium aff. polonicum* Gür. и др., подтверждающие вывод Петца о стрингоцефаловом возрасте фауны.

Всю эту толщу, состоящую из мурзинского известняка, акимовской свиты и курьинского известняка, автор объединяет в мурзинскую формацию, суммарная мощность которой, таким образом, достигает в среднем 1,5 км. Возраст мурзинской формации в целом, повидимому, укладывается в пределах живетского яруса среднего девона.

Вероятный верхний девон в Курьинском районе представлен кукуйской эффузивной формацией, которая ясно налегает со скрытым несогласием на курьинские известняки. В составе кукуйской формации принимают участие разнообразные туфовые образования, роговообманковые и пироксеновые порфириды красных, лиловых, зеленых и черных тонов, т. е. находящихся в диагнетизированном состоянии. В основании формации лежат красные туфы и аггломераты, часто с обломками курьинского известняка, а в верхних горизонтах имеется тонкий прослой темносерого немого известняка с черными кремнями. Мощность кукуйской формации достигает 1 км.

Таким образом, в Курьинском районе совершенно отсутствует эффузивная альбитофиро-спилитовая толща с лосихинским горизонтом в основании, а в Змеиногорском—вся мурзинская формация. Трудно предполагать синхронность этих толщ. Этому противоречит их литологический состав и фаунистическая характеристика. Вероятно, мурзинская формация моложе среднедевонской эффузивной толщи Змеиногорского района, и в этом случае здесь необходимо предполагать значительный перерыв между накоплением последней и формированием верхнедевонских толщ, отвечающий накоплению и затем размыву эквивалентов мурзинской формации. Таким образом, история развития двух соседних участков—Змеиногорского и Курьинского—во время силура и девона была существенно различной, а это может найти себе объяснение только наличием глубинного разлома на границе между этими участками и разнозначными колебательными движениями соседних глыб Горного Алтая и Рудного Алтая, обусловившими совершенно различный характер разрезов силура и девона в этих структурах.

Карбон

Отложения карбона пользуются ограниченным распространением в Северо-Западном Алтае. Повидимому, самые низы карбона и переходная девоно-карбоновая толща (тарханская свита) слагают широкое поле в верховьях р. Алей. Здесь закартирована монотонная толща глинистых сланцев, переслаивающихся с эффузивами, лишенная органических остатков. Девоно-карбоновый и нижнекарбоновый ее возраст устанавливается точно по палеонтологическим данным уже на территории Казахстана в бассейне р. Убы, куда она протягивается непрерывно по простиранию.

Небольшой тектонический клин зеленовато-черных глинистых сланцев с *Fenestella* и *Polypora* констатирован по р. Глубочанке, притоку М. Белой.

В районе с. Курья в зоне перегиба локтевско-ульбинского глубинного разлома автором закартированы три изолированные тектонические чешуи, сложенные известняками нижнего карбона. Видимая мощность известня-

ков около 200 м. Они содержат обильную фауну кораллов и брахиопод нижнекарбонатового типа, причем турнейский возраст (бухтарминская свита) Нехорошевым [10; 12] устанавливается уверенно.

История развития Северо-Западного Алтая

Состав формаций, их внутренняя структура и взаимоотношения между ними позволяют наметить длительную и сложную историю развития Северо-Западного Алтая и в частности ряд фаз складчатости, проявившихся здесь.

Сохранилось очень мало документов, свидетельствующих о докембрийской истории района, и можно говорить только о том, что в верхнем докембрии в Северо-Западном Алтае имело место накопление мощных и однородных толщ известняков и глинистых сланцев, столь типичных для протерозоя Восточного Алтая и Кузнецкого Алатау. В промежуток времени, охватывающий верхний протерозой и весь кембрий, вероятно, укладывается ряд складчатостей, сопровождавшихся и интрузивной деятельностью. Во всяком случае, в конгломератах мощной песчано-сланцевой толщи низов ордовика (кембросилура) присутствует уже галька сланцеватых мраморов с реликтовыми тектоноструктурами, типичными для белореченской формации вероятного протерозоя, а также галька интрузивных пород.

Начиная с нижнего ордовика, история развития Северо-Западного Алтая становится более ясной. В это время, возможно захватывая верхний кембрий, в мелководном геосинклинального типа бассейне накапливается мощная многокилометровая толща песчаников, алевроитов, конгломератов с очень редкими прослоями известняка, вероятно, кластического происхождения. Характерен полимиктовый состав песчаников, типичный для геосинклинальных толщ вообще, причем обилие обломков полевых шпатов и обломков эффузивных пород в составе песчаников говорит только о размыве каких-то более древних эффузивных толщ, вероятно, кембрийских, причем материал этот приносился издалека, так как в составе конгломератов галька соответствующих эффузивов отсутствует. Неправильным поэтому является представление о туфогеновом характере песчано-сланцевых толщ кембросилура и нижнего силура, обычное для многих геологов, работавших в Рудном Алтае. Никаких проявлений вулканической деятельности во время отложения кембросилурийских или нижнесилурийских толщ в Северо-Западном Алтае нет. Вся эта песчано-сланцевая толща собрана в пережатые складки преобладающего северо-западного, но изменчивого, вообще говоря, простирания, в фазу складчатости, имевшую место где-то в середине ордовика и известную у сибирских геологов под названием западно-алтайской фазы. В Северо-Западном Алтае нет никаких признаков проявления интрузивной деятельности в связи с этой фазой, и легкий метаморфизм ее имеет дислокационный характер или же связан с контактовым воздействием значительно более юных интрузий.

В верхах ордовика в Северо-Западном Алтае снова устанавливается морской режим, причем в отличие от нижнеордовикских толщ костинская формация, имеющая возраст в пределах ландейло-карадок, формировалась уже в условиях открытого моря, при поступлении с континента хорошо сортированного по составу обломочного материала. Проявление западно-алтайской фазы складчатости доказывается присутствием в составе конгломератов костинской формации гальки, песчаников и сланцев подлежащей нижнеордовикской толщи, причем галька характеризуется наличием реликтовых тектоноструктур. Истинная мощность костинской формации неизвестна, но вряд ли она была большой, так как эта формация почти

полностью уничтожена денудацией и сохранилась только в одном участке—в курьинско-маралихинской синклинальной структуре. О проявлении фазы складчатости на границе между ордовиком и готландом (таконская фаза) можно только догадываться по наличию значительного размыва, приуроченного к этому времени и обусловленному им налеганию верхнесилурийских отложений непосредственно на размытую поверхность песчано-сланцевых толщ нижнего ордовика.

Таконская фаза, вероятно, была слабой и, может быть, проявилась только колебательными движениями, так как по характеру складок костинская формация не отличается от формаций готланда.

В течение всего готланда в Северо-Западном Алтае сохранились те же самые условия открытого моря. За это время накопилась мощная толща, достигающая 3,5 км мощности, состоящая из ханхарской формации граптолитовых сланцев, ануйской песчано-мергелистой формации и чагырских известняков. Эти три формации отделены друг от друга перерывами, возможно отвечающими уксунайской и чагырской фазам складчатости схемы Усова [18]. Первая проявилась слабо, ибо фиксируется только наличием размыва, вторая была более напряженной, так как чагырские известняки лежат трансгрессивно и иногда с угловым несогласием на более древних толщах. Но решительной перестройки структур в связи с этими фазами складчатости все же не было, так как весь комплекс осадков готланда участвует в одних и тех же складчатых структурах. Равным образом неизвестно и связанных с ними проявлений магматической деятельности.

Формирование верхнесилурийского геосинклинального бассейна завершилось напряженной складчатостью, приуроченной к концу готланда и, может быть, началу девона. В связи с этой фазой (или фазами) тектогенеза (арленнская или эрийская по схеме Усова [18],—змеиногорская по Бубличенко [2]), были оформлены в современном или близком к нему виде складчатые структуры готланда и, быть может, вместе с ними костинской формации ордовика. Весьма вероятно, что эта фаза складчатости сопровождалась интрузивной деятельностью („каледонские“ интрузии Рудного Алтая). Соответственные интрузивы пока не выделены из массы более юных, но в базальных конгломератах девона галька кислых интрузивных пород обычна. В связи с этими движениями происходит значительная перестройка рельефа. Вероятно, весь Северо-Западный Алтай представлял в это время сушу, причем юго-западная часть („рудный грабен“) района, по линии локтевско-ульбинского глубинного разлома, оказалась значительно более приподнятой по сравнению с северо-восточной, благодаря чему на всей территории Рудного Алтая к моменту наступления девонского моря отложения верхнего силура оказались уничтоженными денудацией полностью.

Выше указано, что разрезы девона северо-восточной (курьинско-маралихинская синклинальная структура) и юго-западной части района сильно отличаются друг от друга, что, повидимому, объясняется наличием того же глубинного разлома и проявлением колебательных движений и размывами, прерывавшими в разное время в соседних глыбах Рудного и Горного Алтая накопление девонских толщ.

В эйфельский век, а, может быть, и раньше, море снова наступает на Алтай, причем вскоре же начинаются бурные подводные извержения кератофировых и спилитовых лав, которые вместе с туфами и являются главными компонентами разреза среднего девона Рудного Алтая. Но эта эффузивно-туфовая толща совершенно отсутствует на северо-западе—в Курьинском районе, где разрез девона начинается более молодыми, вероятно, живетскими морскими отложениями мурзинской формации, причем излияний кератофировых и спилитовых лав здесь вообще не было, так

как в конгломератах мурзинской формации нет гальки соответственных эффузивов. Мурзинская формация, наоборот, отсутствует в Рудном Алтае, где она полностью смыта до накопления верхнедевонских осадочно-эффузивных толщ благодаря поднятию глыбы Рудного Алтая.

В верхнем девоне сохраняется на большей части Северо-Западного Алтая та же морская обстановка и продолжается энергичная вулканическая деятельность, но характер лав меняется. Это—андезито-дацитовые лавы, находящиеся сейчас в диагнетизированном состоянии. На севере—в Курьинском районе—эти лавы дали наземные излияния, в Рудном Алтае—существенно подводные. В верхах верхнего девона эффузивная деятельность ослабевает и, включая и нижний карбон, идет отложение морских осадков, изредка прерываемое вспышками вулканической деятельности.

По данным Нехорошева [12; 14], в нижнем карбоне в пределах Западного Алтая имела место складчатость, сопровождавшаяся интрузией гранодиоритов и диоритов. Кассин [6] отодвигает для Восточного Казахстана время напряженной складчатости, смявшей отложения девона и нижнего карбона и определившей современную их структуру, к среднему карбону, что является более вероятным. С этой первой фазой варисского цикла тектогенеза связываются интрузии гранодиоритового комплекса, с последующими—интрузии змеиногогорского комплекса и связанные с ними полиметаллические месторождения. Верхнепалеозойские осадочные толщи в Северо-Западном Алтае отсутствуют, поэтому только по аналогии с Казахстаном можно предполагать, что и здесь, начиная со среднего карбона, господствует континентальный режим. Последняя фаза варисского цикла тектогенеза, возможно отвечающая средней перми, сопровождалась внедрением слюдяных гранитов.

Приведенная схема последовательности интрузивных комплексов, развитых в Северо-Западном Алтае, примерно, отвечает представлениям Елисеева [5] и находится в противоречии со взглядами Нехорошева [12; 14], который не склонен разрывать во времени интрузии змеиногогорского комплекса и комплекса слюдяных гранитов и относит те и другие к средней перми. Наличие значительного разрыва во времени между этими двумя интрузиями доказывается прежде всего различным отношением их к зонам смятия.

Зоны смятия, видимо, начали формироваться почти одновременно с интрузией плагиоклазовых гранитов змеиногогорского комплекса, которые в краевых частях часто несут следы протоклаза и затем были местами сильно катаклазированы. Последние фазовые интрузии этого комплекса—кварцевые альбитпорфиры внедрились в уже рассланцованную толщу девона, причем ориентировка плутонов определяется именно сланцеватостью, а не пликативными структурами. Но формирование зон смятия продолжалось и после формирования порфировых интрузий, которые нередко оказываются сильно раздавленными и рассланцованными с образованием порфиroidов и различных катаклазитов и катакластических ортогнейсов. Что касается слюдяных гранитов, то они секут и метаморфизуют уже катаклазированные порфиры (восточный контакт саввушинского плутона, наблюдения автора) и сами хотя и поражены зонами смятия, но в значительно меньшей степени и с иным проявлением. В них проявляется грубый катаклиз без развития настоящих катакластических гнейсов, так типичных для зон смятия, проходящих в породах змеиногогорского комплекса. Таким образом, зоны смятия формировались в продолжение значительного отрезка времени, вероятно, в течение всего варисского цикла тектогенеза.

Что же касается глубинного разлома, каковым, как мы уже выяснили, в сущности является локтевско-ульбинский „надвиг“ и вдоль которого ориентирована северо-восточная зона смятия, то он был заложен значи-

тельно раньше, во всяком случае еще в нижнем силуре и продолжал развиваться в течение всего палеозоя. Результатом колебательных движений крупного размаха и меняющегося во времени знака явилось значительное различие в стратиграфических колонках силура и девона для соседних районов Рудного и Горного Алтая. С жизнью глубинных разломов, вероятно, связаны и образование зон смятия, и исключительная насыщенность грабена Рудного Алтая кислыми интрузиями.

Последние подвижки сбросового характера, обусловившие ступенчатое поднятие Алтая и оживившие его рельеф, довольно точно фиксируются в интервале времени между отложением покровных делювиально-пролювиальных суглинков и отложением II террасы современной гидрографической сети. Эти подвижки находят себе отражение в основных чертах современной геоморфологии Северо-Западного Алтая.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баклаков М. С.—Элементы стратиграфии и металлогении северо-западной части Алтая, Проблемы Сов. геологии, № 4, 1937.
2. Бубличенко Н. А.—Основные тектонические линии Рудного Алтая, Сб. „Большой Алтай“, Издание АН СССР, т. 2, 1936.
3. Бубличенко Н. Л.—О некоторых среднедевонских брахиоподах Алтая, Изв. Геол. ком., XXXVI VI, 10, 1927.
4. Елисеев Н. А.—О надвигах в Рудном Алтае, Труды ГГРУ, вып. 28, 1931.
5. Он же.—Петрография Рудного Алтая и Калбы, Петрография СССР, сер. I. Региональная петрография, вып. 6, АН СССР, 1938.
6. Кассин Н. Г.—Общая характеристика вулканических и метаморфических явлений в Восточном, Казахстане, Геология СССР, т. XX, часть 1, 1941.
7. Наливкин Д. В.—Учение о фациях, 1933.
8. Нехорошев В. П.—Геологический очерк Рудного Алтая, Изв. Глав. геол.-разв. управления, т. 49, № 5, 1930.
9. Он же.—Тектоника и металлогения Юго-Западного Алтая, Изв. Всесоюзн. геол. разв. объединения, т. 51, вып. 15, 1932.
10. Он же.—Новые данные по геологии Большого Алтая, Сб. „Большой Алтай“, т. 2, 1936.
11. Он же.—Пояснительная записка к геологической карте бассейна верхнего плеса Иртыша (Большого Алтая) в масштабе 1 : 500000, ОНТИ, 1936.
12. Он же.—Северо-восточная зона смятия в Рудном Алтае, Сб. Материалы по геологии Рудного Алтая, Сопс. АН СССР, 1940.
13. Он же.—Зоны смятия Рудного Алтая, там же.
14. Он же.—Саурская тектоническая и интрузивная фаза в Юго-Западном Алтае, Советская геология № 2, 1944.
15. Никонов.—Очерк геологии и стратиграфии Тигерцеко-Чинетинского района в Рудном Алтае, Труды ГГРУ, вып. 28, 1931.
16. Пейве А. В.—Глубинные разломы в геосинклинальных областях, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.
17. Петц Г. Г.—Геологическое описание 13 листа X ряда 10-верстной карты Томской губ., Тр. Геол. части кабинета, т. 6, вып. 1, 1904.
18. Усов М. А.—Фазы и циклы тектогенеза Зап.-Сиб. края, Томск, 1936.
19. Халфин Л. Л.—Девон Алтая, Изв. Томского политехн. инст., т. 65, в. 1, 1948.
20. Халфин Л. Л.—О бухиловых сланцах Рудного Алтая, Изв. З.-С. филиала АН, сер. геол., вып. 1, 1947.