

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1970

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА

№ 5, 1970 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Н. С. Зайцев, А. В. Ильин. Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР)	3
Ю. А. Борзаковский, О. Д. Суетенко. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии	12
М. С. Нагибина. Типы мезозойских кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития	26
Е. П. Успенский. Палеозойское тектоническое развитие Чингиза и вопрос о возрасте его складчатых структур	33
Е. С. Гуткин, О. В. Посашев, В. М. Рыбалка, В. И. Ставрати. Тектоника Северо-Уральского бокситового бассейна по геофизическим данным	45
К. Б. Сеславинский. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка)	56
И. О. Цимельзон. Связь тектоники осадочных отложений Азербайджана с глубиной структурой земной коры	69
В. Г. Чернов. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма	82

Критика и дискуссии

В. А. Разницын. Особенности тектонического строения Тимана (о статье М. И. Осадчука «Некоторые замечания по книге В. А. Разницына «Тектоника Южного Тимана»)	90
--	----

Хроника

Сессия Рабочей группы Редакционного комитета международной тектонической карты Европы, посвященная вопросам тектоники Западных областей Русской плиты (Вильнюс, 16—20.VII.1969 г.)	93
--	----

GEOTECTONICS

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1970 r.

CONTENTS

N. S. Zaytsev, A. V. Ilyin. Tectonic structure of the Hobsogol trough (Mongolia)	3
Yu. A. Borzakovsky, O. D. Suetenko. On some Late Paleozoic geosynclinal troughs of Central and Eastern Asia	12
M. S. Nagibina. Types of Mesozoic structures of Mongolia and their development	26
E. P. Uspensky. Paleozoic tectonic evolution of Chingiz and problem of the age of its folded structures	33
E. S. Gutkin, O. V. Posashev, V. M. Rybalka, V. I. Stavratsi. Tectonic structure of the North Ural bauxite district according to geophysical data	45
K. B. Sesiavinsky. The structure and development of the South Aniuuy sutural trough (Western Chukotka)	56
I. O. Tsimelzon. Relationship between structure of sedimentary rocks of Azerbaijan and deep structure of the Earth's crust	69
V. G. Chernov. On the structure of the Black Sea bottom south of the Crimea	82

Discussions

V. A. Raznitsyn. Some characteristics of the tectonic structure of Timan (on M. I. Osadchuk's «Some remarks concerning «Tectonic structure of Southern Timan» by V. A. Raznitsyn»)	90
--	----

Chronicle

The session of the working group of the Editorial Committee of the Tectonic Map of Europe concerning the problems of the tectonic structure of the western regions of the Russian platform (Vilnius, July 16—20, 1969)	93
--	----

УДК 551.24(517.3)

Н. С. ЗАЙЦЕВ, А. В. ИЛЬИН

ТЕКТОНИКА ПРИХУБСУГУЛЬСКОГО ПРОГИБА (МНР)

В статье описывается тектоника Прихубсугульского прогиба, являющегося крупным фосфоритоносным бассейном. Делается вывод о том, что на территории Западного Прихубсугулья, к которому принадлежит рассматриваемый прогиб, геосинклинальный этап развития продолжался по меньшей мере до среднего кембрия.

Несмотря на многочисленные работы, опубликованные по тектонике складчатого обрамления юга Сибирской платформы, многие важные вопросы, связанные с его строением, все еще остаются не вполне ясными. Это относится прежде всего к выяснению природы и структурного положения такого крупного элемента обрамления, каким является Тувино-Монгольский массив (Зайцев, 1964). В строении массива основную роль играют докембрийские образования. Однако, как выяснилось за последнее время (Владимирский, Волков, 1966, 1967; Ильин, Журавлева, 1968; Рогов, Копылова, 1969), здесь довольно широко распространены вендско-кембрийские отложения, выполняющие отдельные прогибы. На территории СССР структура этих прогибов и взаимоотношение толщ, которыми они сложены, с более древними образованиями не всегда могут быть расшифрованы достаточно определенно. Более надежные данные получены недавно в смежных районах МНР, где выявлен крупный прогиб, выполненный вендско-кембрийскими отложениями, названный Прихубсугульским (Донов и др., 1967). Выяснение строения этого прогиба важно как для сравнительного изучения тектоники одновозрастных структур (например Боксон-Сархойского прогиба), расположенных в пограничных частях Восточного Саяна и Восточной Тувы (Смирнов и др., 1963, 1967), так и для решения более общих вопросов, касающихся, например, времени завершения байкальской и раннекаледонской складчатостей. Не менее важно оно также и для решения ряда практических задач, в частности, связанных с поисками, разведкой и оценкой месторождений высококачественных геосинклинальных фосфоритов, которые открыты в Прихубсугульском прогибе (Зайцев, Ильин, 1970). Последний расположен на восточном погружении Тувино-Монгольского массива в зоне его перехода в обширнейший мегасинклинорий, названный нами Шишхидско-Хубсугульским, в наиболее прогнутой части которого и выделяется собственно Прихубсугульский прогиб.

Таковыми же крупными тектоническими структурами, соизмеримыми с Тувино-Монгольским массивом и Шишхидско-Хубсугульским мегасинклинорием, в смежных частях складчатого обрамления юга Сибирской платформы являются: на северо-западе — Восточно-Тувинская, а на юге и юго-востоке — Идерско-Джидинская складчатые зоны.

Прихубсугульский прогиб, выявленный в результате геологических исследований, проводившихся в 1963—1967 гг. в Западном Прихубсугулье, первоначально намечен как область распространения нижнекембрийских, преимущественно карбонатных отложений, к которым приуро-

чены крупные скопления фосфоритов (Донов и др., 1967). В дальнейшем было установлено, что отложения, выполняющие прогиб, по возрасту выходят за пределы нижнего кембрия (Ильин, Журавлева, 1968). В составе этих отложений теперь выделяются две крупные серии. К нижней, дархатской серии относятся вулканогенно-терригенные породы, мощностью около 3000 м. В основании ее по бортам прогиба можно наблюдать базальные конгломераты. В составе галек конгломератов часто встречаются серые биотитовые граниты. Выше конгломераты сменяются песчаниками, среди которых характерны светлые, почти чисто кварцевые разности, еще выше следуют алевролиты — серые, черные, бордовые и зеленоватые. По западному борту прогиба, особенно в его северной части, терригенные образования в составе дархатской серии фациально замещаются слабо измененными (почти свежими) вулканогенными, относящимися к липарито-дацитовой формации. Пространственно эффузивные породы соседствуют с Восточно-Тувинской складчатой зоной. Верхняя серия — хубсугульская, мощностью около 5500 м, замечательна широким распространением карбонатных пород: преимущественно доломитов в нижней части ее разреза, в которой сосредоточены крупные залежи фосфоритов, и известняков — в верхней. По южной периферии прогиба, у границы с Идэрско-Джидинской зоной карбонатные породы постепенно сменяются терригенно-вулканогенными.

Дархатская и хубсугульская серии тесно связаны в разрезе друг с другом. Смена терригенных пород вверх по разрезу карбонатными происходит довольно постепенно, путем появления в верхах дархатской серии линз и прослоев доломитов. В нижней части хубсугульской серии сохраняются пачки глинистых сланцев и песчаников, а в самых верхах вновь появляются терригенные, а местами и вулканогенные породы. Таким образом, обе серии, взятые вместе, можно рассматривать в качестве единого трансгрессивного цикла.

По времени этот цикл отвечает венду и нижнему кембрию. Принадлежность верхних элементов цикла к нижнему кембрию устанавливается по остаткам археоциат и трилобитов. Большая по мощности нижняя часть цикла параллелизуется с вендом на основании данных абсолютно го возраста и соотношений с подстилающими и покрывающими толщами. Карбонатные породы хубсугульской серии, кроме того, изобилуют остатками онколитов, среди которых З. А. Журавлева выделяет несколько возрастных комплексов: юдомский, верхнерифейский, среднерифейский и, возможно, нижнерифейский. Однако, если возраст юдомского комплекса подтверждается и другими фактами, то отнесение остальных комплексов к рифею, по нашим данным, мало вероятно, так как рифеем в рассматриваемой области датируются толщи гораздо более низкого стратиграфического уровня. Имеющиеся цифры по абсолютному возрасту также подтверждают возможность сопоставления указанных отложений с вендом. Так, возраст бокситоносной пачки боксонской серии, находящейся примерно на том же стратиграфическом уровне, что и главная фосфоритоносная пачка хубсугульской серии, равен 600 млн. лет (Семихатов, Серебряков, 1967), а возраст гранитов из гальки базальных конгломератов дархатской серии составляет 823 млн. лет (Сообщение Л. В. Фирсова № 521, лаборатория геохронологии ИГ и Г СО АН СССР, К—Аг-метод). Эту цифру можно принять за нижний предел возраста дархатской серии. Рифейский, скорее всего верхнерифейский, возраст по всей видимости имеет зеленосланцевая окинская свита, на которой лежат описываемые толщи, выполняющие Прихубсугульский прогиб. Абсолютный возраст «зеленых» сланцев по двум определениям в Окинском синклинии равен 708 и 840 млн. лет (Геохронология Сибирской платформы, 1968). Приведенные цифры абсолютного возраста указывают на то, что низы дархатской серии вряд ли древнее венда, либо самых верхов рифея.

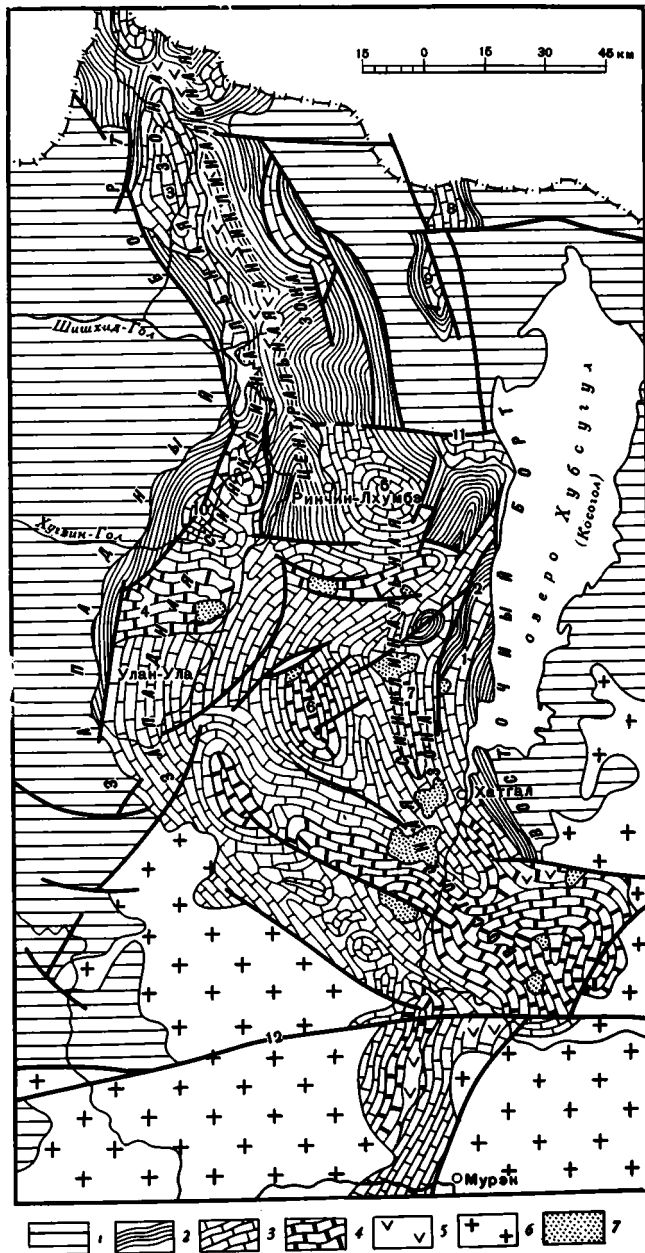


Рис. 1. Схема строения Прихубсугульского прогиба

1 — рифейский структурный комплекс; 2—5 — вендско-кембрийский структурный комплекс; 2 — дархатская серия, 3 — нижняя часть хубсугульской серии, 4 — верхняя часть хубсугульской серии, 5 — эффузивные фации вендско-кембрийских отложений, средне- и верхнепалеозойские гранитоиды; 7 — верхнепалеозойские щелочные породы.

Цифрами на схеме показаны некоторые складки и разломы, упоминаемые в тексте: 1 — Хэсэньская синклиналь; 2 — Монголинская антиклиналь; 3 — Тэнгэсинская синклиналь; 4 — блок Бош-Даг; 5 — Нижнеарасанская брахисинклиналь; 6 — Урундушская брахисинклиналь; 7 — Яматунгольская синклиналь; 8 — Ухагольский блок; 9 — блок Ламбиштиг-ула; 10 — Западно-Дархатская зона разломов; 11 — Дэштуинский сброс; 12 — Цаган-Нурский разлом

Прихубсугульский прогиб протягивается с севера на юг — от водораздельной части Восточного Саяна к р. Мурэн-гол — на расстоянии 300 км при максимальной ширине в средней части, на параллели сомо-на Улан-Ула, около 110 км (рис. 1). В этой средней части прогиб наи-

более хорошо сохранился, в то время как на юге он в значительной мере занят сплошными массами палеозойских гранитов. На севере, в сложно построенной области сочленения меридиональных структур Прихубсугуля с субширотными структурами Восточного Саяна и Западного Хамар-Дабана, прогиб расчленен разломами на серию блоков, причем вендско-кембрийские толщи сохранились лишь в отдельных относительно опущенных блоках — Ухагольском¹, Ламбиштигула и др. По этим отдельным блокам контур прогиба можно проследить на север до осевой части Восточного Саяна, где его непосредственным продолжением является Боксон-Сархойский прогиб.

Современная структура прогиба в целом представляет собой синклинорий. По его бортам в виде узких полос, прерывающихся у разломов, либо исчезающих в гранитных массивах, протягивается дархатская серия, а обширные внутренние части синклинория заняты карбонатными породами хубсугульской серии. Краевые зоны его запрокинуты в сторону центральной части. В этом же направлении — к центру прогиба — навстречу друг другу надвинуты рифейские образования, обрамляющие с обоих бортов прогиб. По мере движения от бортов прогиба к его внутренним частям напряженные линейные дислокации сменяются более простыми, среди которых заметную роль играют брахискладки. В общем, внутренняя часть прогиба представляется в виде серии блоков различной величины, формы и ориентировки. Соседние блоки зачастую совершенно не увязываются друг с другом по их внутренней структуре. Одни из них отвечают брахисинклиналиям, другие — моноклиналям, в третьих — улавливаются вытянутые складки, близкие к линейным, и др. В поперечном сечении синклинория выделяются пять зон. К краевым зонам относятся западный и восточный борта прогиба. В осевой части прогиба намечается центральная антиклинальная зона, хорошо прослеживаемая в северной его половине. Между ней и бортами прогиба располагаются синклинальные зоны — западная и восточная (рис. 1 и 2).

Западный борт прогиба четко выражен в виде узкой полосы, сложенной породами дархатской серии. На большей части протяжения западного борта господствуют узкие, опрокинутые к востоку, меридионально вытянутые складки, с углами падения слоев на крыльях 60—70°. Вендско-кембрийские толщи западного борта граничат с рифейскими по Западно-Дархатской зоне разломов. Разломы представляют собой крутые взбросы. Местами взбросы образуют серию тектонических чешуй, в строении которых участвуют зеленосланцевые рифейские и терригенные вендские толщи. Плоскости взбросов и породы, слагающие сами тектонические чешуи, наклонены к западу под довольно крутыми углами. Закономерное опрокидывание к востоку является наиболее характерным элементом строения западного борта. Наиболее четко оно выражено в низовьях р. Тэнгисин-гол, где крутые падения к западу-юго-западу характерны и для рифейских «зеленых» сланцев, и для вендских терригенных и карбонатных пород.

Восточный борт прогиба по своему строению весьма сходен с западным. Здесь также господствуют субмеридионально ориентированные структурные элементы. В пределах восточного борта, на участке между р. Арасан и оз. Хубсугул, четко выделяются две линейные сопряженные друг с другом складки — Хэсэнская синклиналь (1, рис. 1) и Монгольская антиклиналь (2, рис. 1). Хэсэнская синклиналь выполнена доломитами низов хубсугульской серии, к которым приурочена фосфоритоносная пачка. В ядре Монгольской антиклинали выходят песчаники и алевролиты дархатской серии. Обе складки запрокинуты к западу, так что падение слоев повсюду восточное с углами около 60—70° и более. В субмеридиональном направлении вытягиваются и разрывы, относя-

¹ Ухагольский синклинорий Н. С. Ильиной (1961).

щиеся, видимо, к взбросам. Они контролируют распределение верхнепалеозойских щелочных интрузий, к ним же приурочены излияния эоплейстоценовых базальтов, особенно обильных по разлому, который наследуется долиной р. Монголин — Ясуту-гол. С этой же системой взбросов совпадает западное ограничение озера Хубсугул. Южнее, у южной оконечности озера, меридиональное простираие прогиба меняется на северо-западное. На юге сохраняется запрокидывание слоев в сторону осевой части прогиба. Очень отчетливо оно выражено в районе к юго-востоку от г. Хадхал, где «зеленые сланцы» окинской свиты, песчаники и глинистые сланцы дархатской серии, а также карбонатные породы хубсугульской серии падают под углом 70—75° к северо-востоку, будучи запрокинутыми к оси прогиба.

Центральная антиклинальная зона на большей ее части скрыта под мощными кайнозойскими осадками Дархатской впадины. Только в северной ее части, на левобережье р. Тэнгисин-гол, эта зона представлена узкой симметричной антиклинальной складкой с углами падения на крыльях от 50 до 70°.

Южнее антиклинальная зона прослеживается по отдельным останцовым возвышенностям, сложенным либо нижними горизонтами вендско-кембрийских отложений, либо приуроченными к ним гранитоидами. В южном направлении зона ступенчато погружается. Есть основания предполагать, что на южном погружении антиклинальная зона состоит из серии блоков, скрытых под кайнозойскими осадками впадины, причем в каждой их паре блок, расположенный южнее, опущен относительно более северного блока. Широтная ориентировка разломов, ограничивающих блоки, выделится по соответствующей вытянутости некоторых элементов бортов Дархатской впадины, образованных этими же разломами. К числу их относятся, например, широтные разломы, лежащие южнее сомона Ринчин-Лхумбу. Для южной части зоны, судя по наблюдениям в стельных останцах во впадине, линейные дислокации не характерны.

Западная синклинальная зона представляет собой сравнительно узкую полосу, лежащую между западным бортом и центральной антиклинальной зоной. Этой зоне отвечают карбонатные толщи хубсугульской серии. Наиболее опущенные участки зоны фиксируются по выходам нижнекембрийских известняков. На севере зоны отчетливо выделяется крупная Тэнгисинская брахисинклиналь (3, рис. 1) с осями, равными 30 и 15 км, причем длинная ось ее вытянута меридионально. Сравнительно простая конфигурация складки в плане несколько не

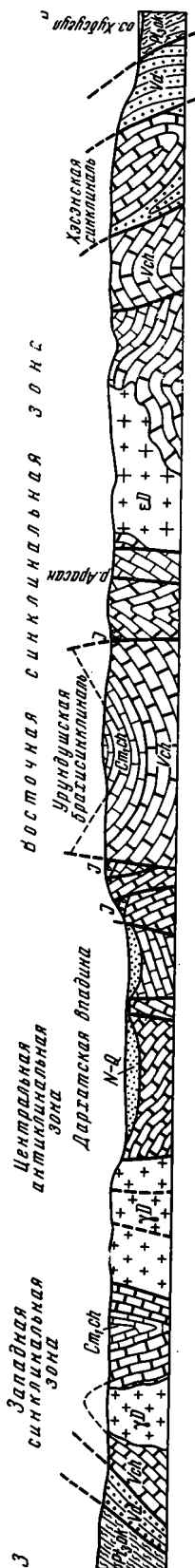


Рис. 2. Геологический разрез через Прихубсугульский прогиб по параллели сомона Улан-Ула
 Р₆ — окинская свита; V₄ — дархатская серия; V_{ch} — хубсугульская серия, нижняя часть; V_{ch} — хубсугульская серия, верхняя часть; J — юрские отложения; N — Q — неоген-четвертичные отложения

вяжется с довольно большой крутизной падения слоев. По-видимому, последнее обусловлено последующими движениями по разрывам, которые разбивают складку на несколько блоков. Западное крыло несколько опрокинута к востоку, так что доломиты низов хубсугульской серии падают здесь круто к западу; по восточному крылу падения западные — более пологие. Южная часть рассматриваемой зоны представляет собой серию блоков. Насколько можно судить по отдельным изолированным друг от друга останцовым выходам вендско-кембрийских пород западной части Дархатской впадины, структура соседних блоков вполне автономна. К северу от сомона Улан-Ула выделяется крупный блок Бош-Даг (4, рис. 1), внутреннее строение которого синклинальное. Синклиналь ориентирована широтно, ядро ее выполнено кембрийскими известняками. Южнее располагается блок, структура которого отвечает антиклиналю, опрокинутой к востоку. Ориентирована она меридионально, в ядре ее выходят черные углисто-кремнистые сланцы, возможно относящиеся к дархатской серии. Северо-восточнее в блоке, который в значительной мере занят щелочными интрузивными породами, ориентировка слоев северо-восточная. Для всех блоков характерно крутое залегание слоев и обилие разноориентированных разломов.

Восточная синклинальная зона смещена к востоку и югу от западной, располагаясь кулисообразно по отношению к последней. Она занимает наиболее обширную по площади часть Прихубсугульского прогиба и, судя по широкому распространению в ней кембрийских известняков и кремнисто-глинистых сланцев, является наиболее прогнутой его частью. Границы ее с соседними структурами зачастую определяются зонами разломов. На западе и востоке — это системы крутых взбросов меридионального простирания. На севере выделяется зона Дэштуинского сброса (11, рис. 1) — широтного разрыва, перпендикулярного разрывам, ограничивающим Хубсугульскую и Дархатскую впадины. Зона Дэштуинского сброса характеризуется интенсивным проявлением динамометаморфизма, с развитием в сланцах окинской свиты таких минералов, как кианит и дистен. На юге наблюдается система параллельных друг другу разломов, видимо сбросового типа, вытянутых с северо-запада на юго-восток, в соответствии с общим простиранием Прихубсугульского прогиба в южной его части. С этими разломами ассоциируют крупные массивы щелочных пород. Разломы южной части зоны разделяют довольно узкие блоки, вытянутые также с северо-запада на юго-восток. Одни блоки несколько опущены, либо подняты, относительно других, судя по тому, что в них развиты разные горизонты хубсугульской серии. Одним из характерных элементов южного ограничения прогиба является Цаган-Нурский разлом (12, рис. 1). К югу от разлома, в составе вендско-кембрийских отложений периферической южной части прогиба, хотя и сохраняется господство карбонатных пород, но заметную роль начинают играть эффузивно-туфогенные. В частности, в разрезе кембрия здесь появляются граувакки и спилиты.

В целом, восточная синклинальная зона представляет собой систему блоков, разделенных разломами. Характер дислокаций в разных блоках различный. На севере выделяется крупный блок, расположенный в опущенном крыле широтного Дэштуинского сброса. Площадь блока составляет несколько сотен квадратных километров; внутренняя его структура — брахисинклинальная, приближающаяся к чашеобразной. Ось этой Нижнеарасанской брахисинклинали (5, рис. 1) равна 20 км. В центральной части брахисинклинали по разломам, на небольшом участке, на поверхности выведены довольно низкие горизонты хубсугульской серии. По ее периферии устанавливаются падения слоев к центру под углами 30—40° и лишь местами углы падения достигают 50°. Как и в Тэнгисинской синклинали, большая крутизна падения обусловлена, по-видимому,

подвижками по разломам, позднейшими по отношению к времени возникновения складки. Первоначальная более простая форма складки сравнительно хорошо сохранилась в Урундушской синклинали, занимающей водораздельную часть хребта Хоридулин-Сардиг (6, рис. 1). Эта складка имеет плоскую блюдцеобразную форму, диаметром около 15 км, с углами падения от нескольких градусов до 10—12°. В соседнем к востоку блоке вырисовывается Яматуингольская синклиналь (7, рис. 1), вытянутая субмеридионально. По форме эта складка приближается к линейной. Между рассмотренными блоками располагается несколько довольно узких разнообразно ориентированных блоков, сложенных самими различными горизонтами хубсугульской серии. В некоторых из них устанавливаются широтные линейные, но не выдержанные по простиранию складки с крутопадающими в обе стороны слоями. В других — намечаются фрагменты сложных складок с прихотливыми очертаниями слоев в плане. Некоторые блоки сложены моноклинально падающими слоями (г. Дэльгер-хан, правобережье р. Ара-Босхатуин-гол и др.). В общем, если структура отдельных блоков расшифровывается довольно определенно, то общая картина строения всей восточной синклинальной зоны остается еще не вполне ясной. В немалой степени это обусловлено недостаточной детальной изученностью, однообразием карбонатных толщ, свойственной центральной части Прихубсугульского прогиба, чрезвычайно неблагоприятным и тяжелым для геологических исследований альпийским рельефом. Последнее обстоятельство затрудняет, в частности, геологическое дешифрирование аэрофотоснимков. В пределах Восточной синклинальной зоны сконцентрировано множество массивов щелочных пород. Таковы основные черты внутреннего строения прогиба.

Для выяснения истории формирования прогиба и его положения в общей структуре района необходимо остановиться на структурных взаимоотношениях вендско-кембрийских толщ, выполняющих Прихубсугульский прогиб, с более древними рифейскими образованиями. Выяснение этих взаимоотношений затруднено рядом причин, в частности: большими массами гранитов, занимающими южную часть прогиба; крупными разломами по бортам прогиба, отграничивающими вендско-кембрийские образования от более древних; наличием огромного оз. Хубсугул-далай, закрывающего восточный борт прогиба и обширной Дархатской впадины на западе прогиба, где вендско-кембрийские толщи на большей части площади скрыты мощным чехлом кайнозойских осадков. Соотношения вендско-кембрийского комплекса с более древними толщами можно наблюдать лишь в отдельных участках по бортам прогиба, для центральной же его части они фактически остаются неизвестными. Во всех случаях, где сохранились не нарушенные разломами контакты, в основании вендско-кембрийских толщ Прихубсугульского прогиба выходит только зеленосланцевая (окинская) серия рифея, причем в некоторых участках видно, что последняя у контактов представлена наиболее высокими своими горизонтами. Структурные соотношения во всех наблюдаемых участках являются согласными: простирание контактирующих слоев параллельно, крутизна их падения одинакова.

В то же время по западному борту прогиба, в основании дархатской серии, составляющей нижнюю часть вендско-кембрийского комплекса, устанавливается перерыв и стратиграфическое несогласие. С этим перерывом возможно связаны гранитоидные интрузии, так как в базальных конгломератах, как отмечено выше, имеется галька гранитов с абсолютным возрастом 823 млн. лет. На этот же перерыв падает и некоторый скачок в степени метаморфизма, потому что породы, лежащие ниже его, относятся к фации «зеленых» сланцев, а метаморфизм собственно вендско-кембрийских отложений, как правило, не выходит за пределы стадии филлитов. Таким образом, по всей видимости, следует признать существование тектоно-денадуционного перерыва в основании отложений, вы-

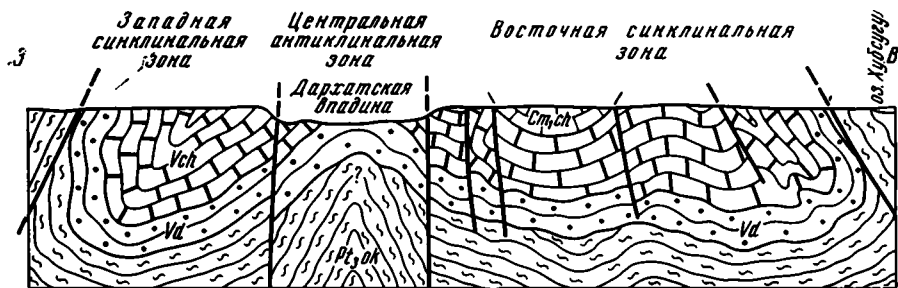


Рис. 3. Схематический геологический разрез через Прихубсугульский прогиб. Условные обозначения те же, что на рис. 2

полняющих Прихубсугульский прогиб и тем самым относить эти отложения к самостоятельному ярусу.

К этому же выводу можно прийти, если проанализировать структуру района более широко. Сам Прихубсугульский прогиб расположен на восточном погружении Тувино-Монгольского массива в зоне торцового сочленения меридиональных структур Западного Прихубсугулья с субширотными структурами Хамар-Дабана, составляющими Восточное Прихубсугулье (Зайцев, 1963). Для нее характерны следующие особенности строения. В основании вендско-кембрийского комплекса прогиба всюду залегает зеленосланцевая серия, распространенная чрезвычайно широко как в Прихубсугулье, так и смежных частях Хамар-Дабана, Восточного Саяна и Восточной Тувы. Структура прогиба расширяется и погружается в направлении с севера на юг, тогда как подстилающие породы зеленосланцевой серии, выполняющие Шишидско-Хубсугульский мега-синклинорий, широко раскрываются и на север, и на юг. Структурный план западного борта прогиба наследует структурный план более древних толщ, а по восточному борту — намечаются секущие взаимоотношения между вендско-кембрийским и более древним структурным планом. Ось прогиба, при его общей субмеридиональной ориентировке, на юге заметно отклоняется к востоку, в то время как в подстилающих толщах сохраняются преимущественно меридиональные простирания.

В общем, если рассматривать структуру всего Прихубсугулья более широко, вырисовывается некоторое несовпадение структурного плана вендско-кембрийского комплекса, выполняющего прогиб и более древних пород. На это же указывает и несколько иной характер складчатости зеленосланцевой серии, которую можно наблюдать по обрамлению прогиба. Для нее характерны линейные изоклинальные складки, либо сочетание линейных узких синклиналей с коробчатыми антиклиналями. Нигде в полях развития «зеленых» сланцев не встречается брахисинклиналей типа Урундушской или Нижнеарасанской. Правда, подобные складки можно встретить в карбонатных толщах более низкого стратиграфического уровня, чем «зеленые» сланцы, например в муренской свите, подстилающей окинскую.

Общий характер структуры Прихубсугульского прогиба, и частично обрамления, изображен на рис. 3. Это — сложно построенный асимметричный синклинорий обратной веерообразной формы с приподнятой центральной частью, с интенсивно дислоцированными периферическими зонами и более спокойными дислокациями во внутренних частях синклинория. Наличие в Прихубсугульском прогибе мощного, сложно дислоцированного комплекса вендско-кембрийских отложений, относящихся несомненно к геосинклиналиальному этапу развития, свидетельствует о том, что этот этап в Тувино-Монгольском массиве, как и в смежных (Восточно-Тувинской и Идэрско-Джидинской) складчатых зонах, продолжался, по меньшей мере, до середины кембрия.

Литература

- Владимирский Г. М., Волков В. В., Журавлева И. Т. О находке остатков археоциат в «протерозое» юго-восточной Тувы. Докл. АН СССР, т. 171, № 6, 1966.
- Владимирский Г. М., Волков В. В. Новые данные о кембрии нагорья Сангилен (Тува). В кн. «Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири». Красноярск. книжн. изд-во, 1967.
- Геохронология Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1968.
- Донов Н. А., Едемский Е. В., Ельянов А. А., Ильин А. В., Музалевский М. М. Кембрийские фосфориты МНР. Сов. геология, № 3, 1967.
- Зайцев Н. С. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области. В сб. «Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении северной и центральной Азии». Изд-во «Наука», 1963.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (МНР). Докл. АН СССР, т. 192, № 2, 1970.
- Ильина Н. С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1961.
- Ильин А. В., Журавлева И. Т. О границе кембрия и докембрия в Прикозоголье. Докл. АН СССР, т. 182, № 5, 1968.
- Рогов Н. В., Копылова Л. В. О нижнем кембрии Сангилены. Материалы по геологии Тувинской АССР, вып. 1. Тувинск. книжн. изд-во, Кызыл, 1969.
- Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1967.
- Смирнов А. Д., Недумов И. Б., Булдаков В. В. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. Изд-во АН СССР, 1963.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н., Недумов И. Б., Волочкович К. Л. Рифенды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. Изд-во «Наука», 1967.

Геологический институт АН СССР
Советско-Монгольская научно-исследовательская
геологическая экспедиция АН СССР и АН МНР

Статья поступила
23 июля 1969 г.

УДК 551.24(517.3)

Ю. А. БОРЗАКОВСКИЙ, Ю. Д. СУЕТЕНКО

О НЕКОТОРЫХ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Вдоль северного края Корейско-Северо-Китайских байкалид выделяется протяженная система верхнепалеозойских геосинклинальных прогибов, заложившихся как на ниже-среднепалеозойском (герцинском), так и на байкальском складчатом основании. Формационное заполнение прогибов зависит от характера их фундамента. Развитие прогибов представляется связанным с заложением мезозойских структур Тихоокеанского подвижного пояса и активизацией глубинной разрывной структуры, ограничивающей байкалиды Северного Китая от палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Характерными структурами зоны сочленения Атлантического и Тихоокеанского сегментов земной коры являются своеобразные позднепалеозойские геосинклинальные прогибы, среднепалеозойский комплекс которых близок к аналогичным образованиям областей герцинской складчатости, а формационные особенности верхнепалеозойских и раннемезозойских отложений сближают их с некоторыми районами мезозойского структур подобного типа наиболее известны Южный Таймыр и Монголо-Охотский пояс, которые Н. П. Херасков (1963) и Ю. М. Пущаровский (1961, 1965) рассматривают в качестве затухающих на запад апофиз мезозойского, глубоко проникающих в области развития палеозойских складчатых сооружений Азиатского материка. Кроме того, Н. П. Херасков указал на существование вдоль северного края Северо-Китайской платформы Дунбейского апофиза мезозойского геосинклинального прогиба с унаследованными атлантическими простирающимися, быстро замыкающегося, по его мнению, на запад. Этот прогиб известен у китайских геологов под названием Гириноского (Основы тектоники Китая, 1962). Наличие на юго-востоке Центрально-Азиатского складчатого пояса верхнепалеозойских эвгеосинклинальных прогибов отмечала и М. С. Нагибина (1963), которая, в отличие от Н. П. Хераскова, рассматривала их в качестве длительно развивавшихся герцинских структур.

На протяжении ряда лет авторы имели возможность изучать геологическое строение Юго-Восточной Монголии. Личные наблюдения и анализ материалов по сопредельным областям КНР показали, что верхнепалеозойские геосинклинальные отложения широко развиты и непосредственно к западу от Дунбейского апофиза, во Внутренней Монголии, Бей-Шане и Восточном Тянь-Шане. Своеобразными оказались ниже-среднепалеозойские комплексы названных районов, заметно отличающихся от разновозрастных образований более северных и западных областей Центрально-Азиатского пояса, и характер интрузивного магматизма. Некоторые закономерности тектонического развития этой территории представляют интерес для понимания структурных особенностей Центральной и Восточной Азии. Именно этим вопросам посвящена статья.

Наиболее изученной в настоящее время является территория крайнего юго-востока Монголии, где выделяется Солонкерская верхнепалео-

зойская геосинклинальная зона (Борзаковский и др., 1967), протягивающаяся в субширотном направлении более чем на 600 км при поперечнике 50—65 км, в том числе в монгольской своей части около 40 км (рис. 1). На юге Солонкерская зона граничит с байкалидами Корейско-Северо-Китайской складчатой области, а на севере со структурами Южно-Гобийской (Гоби-Тяньшаньско-Нукутдабанской) зоны, сложенной зеленокаменными сериями нижнего палеозоя (на западе включая силур) и, отчасти, эффузивно-пирокластическими и карбонатно-терригенными осадками среднего палеозоя. Морские отложения карбона и перми развиты здесь ограниченно, формируя различного рода наложенные структуры.

Палеозойские геосинклинальные отложения Солонкерской зоны отчетливо разделяются на два крупных комплекса: нижний, докаменноугольный и верхний, охватывающий отложения карбона, перми и, возможно, триаса. Эти же комплексы, отвечающие двум крупным этапам развития региона, прослеживаются и в сопредельных областях КНР.

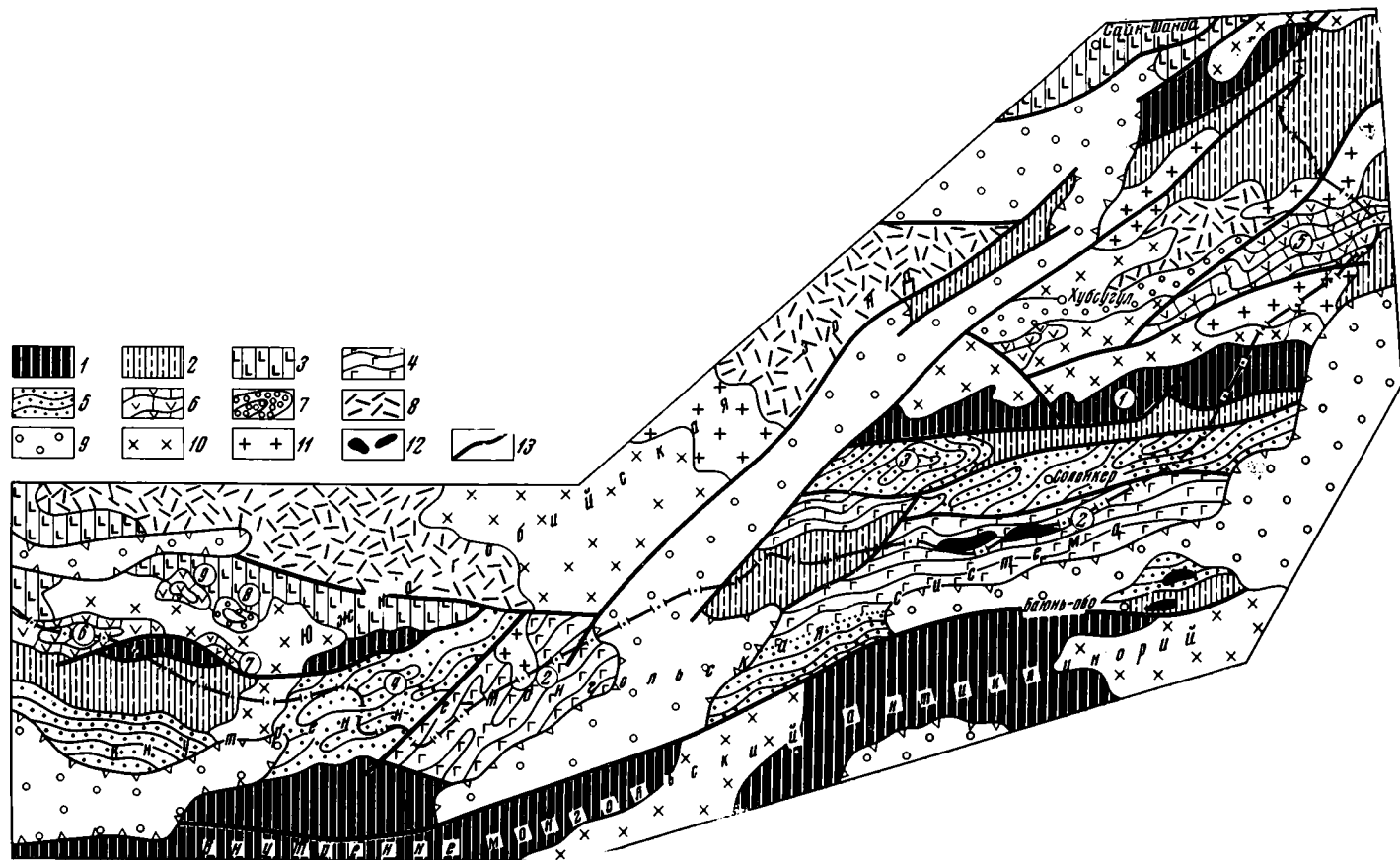
НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС

В Солонкерской зоне отложения ниже-среднепалеозойского комплекса наблюдаются преимущественно по ее периферии, реже слагают изолированные горстовые выступы в осевой части зоны. В основании комплекса развита нижепалеозойская (ордовикская?) толща мощностью свыше 2000 м, сложенная слюдистыми песчаниками, филлитами и кварц-слюдистыми сланцами с редкими прослоями известняков. Силурийские отложения, мощность которых превышает 2500 м, представлены хлоритизированными песчано-глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами и песчаниками с отдельными горизонтами и пачками зеленокаменных эффузивов среднего и основного состава и линзами известняков с остатками силурийских кораллов (Суетенко, 1967). Девонские отложения развиты только по северному фасу зоны. В составе их преобладают мелкозернистые песчаники и глинистые алевролиты, среди которых местами отмечаются горизонты рассланцованных кислых эффузивов. Нередки прослой известковистых сланцев и криноидных известняков с остатками позднедевонских *Pentagonocyclicys* ex gr. *uniformis* Stuk., *Hexacrinites* sp. Роль карбонатных пород увеличивается на восток, а мощность отложений в этом направлении сокращается с 2000 до 900 м. В пределах зоны известны локальные выходы донизнекаменноугольных (девонских?) гранитоидов.

Восточнее, на территории Внутренней Монголии (К Н Р), достоверные осадки нижнего палеозоя не известны, хотя местами к нижнему палеозою условно относится толща метаморфических сланцев, развившихся по терригенным породам. Значительной фациальной изменчивостью отличаются отложения силура и девона.

На крайнем юге, в непосредственной близости к Внутренне-Монгольскому антиклинорию (окрестности пос. Баюнь-Обо) силур представлен толщей пестроцветных песчаников и известняков с кораллами *Entophylulum* aff. *yassense* (Etheridge), *Favosites gothlandicus* Lamark., *Syringopora* cf. *bifurcata* Lonsdale, *Amplexoides* sp., *Pycnostylus* sp. (У Вань-и, 1958). Девонские отложения здесь, по-видимому, отсутствуют, так как непосредственно на силурийской толще залегают морские осадки позднего карбона.

Севернее, согласно Сяо Си-чану и Ли Юн-цюаню (1962) к нерасчлененному силуру — девону относится так называемая железосодержащая формация. В низах ее обособляется толща рассланцованных порфиритоидов, филлитов и хлоритовых сланцев, сменяющаяся выше флишоидно переслаивающимися кварцитами, филлитами, кремнистыми сланцами и песчаниками. По всему разрезу присутствуют яшмоиды. Отложения со-



держат табуляты *Propora* sp., *Hallaepora* sp., *Favosites* sp., брахиоподы *Leptaena rhomboidalis* Wilck. и перекрыты толщей песчанистых сланцев со споро-пыльцевым комплексом верхов девона — низов карбона. Наконец, на севере территории в районе железнодорожной станции Эрлян в низах среднепалеозойской толщи (силур?) залегают метаморфизованные кислые и средние эффузивы с прослоями кремней, в средней части (девон?) развиты известняки, туфосланцы и аркозовые песчаники, а в верхах — толща метаморфизованных андезитов, липаритов и их туфов (Основы тектоники Китая, 1962).

Таким образом, на территории Солонкерской зоны (в пределах МНР) и в сопредельных областях Внутренней Монголии в распределении фаций силурийских и девонских отложений могут быть намечены три широтные зоны. Это — южная зона шельфа, характеризующаяся сокращенными мощностями разрезов, значительной ролью известняков и присутствием пестроцветных отложений, центральная, наиболее прогнутая зона накопления мощных вулканогенно-терригенных серий (соответствует осевой части Солонкерского прогиба) и северная периферическая зона, где в среднем палеозое происходили излияния лав андезит-липаритового состава, ассоциирующих с терригенно-карбонатными осадками.

Далее к востоку среднепалеозойские структуры Внутренней Монголии большей частью погребены под отложениями мезозойских и кайнозойских впадин, выступая на поверхность лишь по южному обрамлению впадины Сунляо и, восточнее, в Гиринской и Лаоелин-Гродековской зонах.

В Гиринской зоне (поднятие Эрдаогоу), согласно Ю. А. Ходаку и Сунь Шу (1961, 1963), Го Хун-цзюню (1962) и А. М. Смирнову (1963), развита одноименная серия, образованная песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями туфов и известняков, содержащих остатки табулят *Striatopora* cf. *cristata* Blum., и трилобитов *Encrinurus sinicus* Куо, *Otarion diffractum conveximarginatum* Куо, *O. sphaericum* Куо, *Calymene* cf. *blumenbachi* Brong.

В Лаоелин-Гродековской зоне обнажается толща алевритов, глинистых сланцев и туфогенных песчаников с прослоями порфиритов и их туфов, в которой юго-западнее пос. Гродеково присутствуют трилобиты *Calymene* cf. *blumenbachi* Brong., брахиоподы и пелещиподы (Органова, 1961). Комплекс фауны обоих названных районов позволяет считать эти отложения разновозрастными (верхнесилурийскими — нижнедевонскими), а сходство формационного состава, мощностей осадков и наличие идентичных видов трилобитов дает основание предполагать существование непосредственных связей между среднепалеозойскими прогибами Эрдаогоу и Гродеково, локализовавшихся, по-видимому, в пределах единой широтно ориентированной зоны, почти поперечной к более юным северо-северо-восточным простирианиям.

На западном продолжении Солонкерской зоны в бассейне р. Эдин-Гол к нижнему (?) — среднему палеозою отнесена песчано-сланцевая толща Ханай, в которой, по-видимому, сделаны находки силурийских граптолитов (Сяо Си-чан, Ли Юн-цзюань, 1962) и археоциат (Основы тектоники Китая, 1962).

Далее к западу, в Восточном Тянь-Шане широко распространены образования каракызылтагского комплекса, в разрезах которого, согласно В. М. Сеницыну (1954), наряду с филлитами, глинисто-кремнистыми сланцами и известняками появляются метаморфизованные эффузивы и яшмойды. В верхах комплекса обнаружены остатки силурийской фауны; низы его, по-видимому, имеют ордовикский возраст. Собственно среднепалеозойские отложения на юге этой территории (хр. Чол-Таг и др.) представлены умеренно мощной терригенно-карбонатной толщей верхов силура — низов девона и средне-верхнедевонской толщей тонко-обломочных терригенных пород, кислых эффузивов и известняков. Резко

отличаются силур-девонские отложения, развитые севернее, в хребтах Богдо-Ула и Джаргес, где выделяется джаргесская серия (верхи силура — низы девона), сложенная кремнистыми сланцами, зеленокаменно измененными эффузивами, радиоляритами и граувакками, сменяющаяся выше мощной средне-верхнедевонской толщей граувакковых песчаников, сланцев и туфов среднего состава (Синицын, 1954; Региональная стратиграфия Китая, 1960). Парагенетическая ассоциация пород сближает данный комплекс с силур-девонскими отложениями герцинид Восточного Казахстана и Южно-Монгольской системы.

Приведенные данные показывают, что донизнекаменноугольный комплекс рассматриваемой территории (исключая северо-восток Тянь-Шаня) отличен от одновозрастных отложений более северных (Южно-Монгольская система) и западных (герциниды Восточного Казахстана) районов ограниченностью проявлений основного вулканизма, сгущение которых отмечается лишь в узких зонах, соизмеримых с зонами глубинных разломов, а также умеренными мощностями разрезов и обилием внутренних перерывов. Спилит-диабазовая, зеленокаменно-сланцевая и кремнисто-граувакковая формации, столь характерные для среднего палеозоя восточно-казахстанских герцинид, здесь не известны. В то же время преобладание в разрезах терригенных и карбонатных пород, местами ассоциирующих с вулканитами кислого и среднего состава, сближает среднепалеозойские отложения рассматриваемой территории с силур-девонскими комплексами герцинид большинства районов Центральной Азии (Куэнь-Лунь, Цинь-Лин, Нань-Шань), для собственно герцинского этапа развития которых характерна редуцированность геосинклинального процесса. Причины этого явления не ясны. Можно только предположить, что оно находит свое объяснение в более интенсивном проявлении поздних фаз байкальской складчатости в Центральной и Восточной Азии, в пределах которых среднепалеозойские геосинклинали заполняли сравнительно узкие борозды, размещавшиеся между древними платформами и крупными байкальскими глыбами.

КАМЕННОУГОЛЬНО-ПЕРМСКИЙ КОМПЛЕКС

Значительно больше распространен каменноугольно-пермский комплекс. В монгольской части Солонкерской зоны в основании его выходит толща светло-серых и розово-желтых аркозовых и кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов с подчиненными горизонтами известняков и, редко, кислых эффузивов. Мощность отложений составляет несколько сотен метров. Соотношения их с отложениями силура и девона не ясны, залегают они на донизнекаменноугольных гранитоидах. По данным Сяо Си-чана и Ли Юн-цюня (1962), литологически аналогичная толща развита и за пределами МНР, во Внутренней Монголии, где пестроцветные отложения с остатками фамен-турнейских брахиопод *Cyrtospirifer turanica* Rom., *Fusella tornacensis*, ругос *Kueichowpora devonica* Ting, *Natiokinella profunda* Soshkina и флоры *Leptophloeum rhombicum* Daw. резко несогласно залегают на силур-девонских образованиях (рис. 2). Пестроцветные песчано-конгломератовые толщи, местами содержащие остатки характерной флоры *Leptophloeum rhombicum* Daw., известны и в герцинских структурах Куэнь-Луня — тизнафская свита, в Цинь-Лине — кварциты Любаньцзяо, в Нань-Шане — серия Лаоцзюньшань, а также в пределах Северо-Китайской платформы — свита Утун (Региональная стратиграфия Китая, 1960; Основы тектоники Китая, 1962; Казьмин, Фараджев, 1961). Резко несогласно залегая на силур-девонских и более древних осадках, они фиксируют тем самым весьма существенную для значительной части Центральной Азии фазу складчатости, охватившую как геосинклинальные, так и сопредельные платфор-

менные районы. Примечательно, что предфаменские движения приурочены к районам с редуцированными среднепалеозойскими образованиями. В частности, они проявились в среднепалеозойских геосинклинальных зонах многих районов Центральной Азии (Куэнь-Лунь, Внутренняя Монголия), где, судя по имеющимся данным, не сопровождались существенным гранитоидным магматизмом, и не известны в отрогах Тянь-Шаня и в Южно-Монгольской системе — областях с «казахстанским» типом развития.

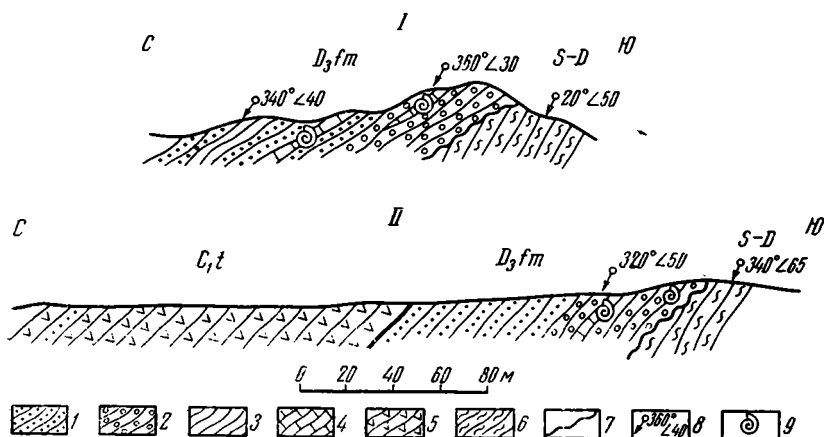


Рис. 2. Несогласное залегание фамен-турнейских отложений на силур-девонских; Внутренняя Монголия, район Баюньфанобо; профиль II в 300—400 м западнее первого (Сяо Си-чан, Ли Юн-цюонь, 1962)

1—5 — фамен-турнейские отложения: 1 — песчаники, 2 — конгломераты, 3 — алевролиты, глинистые сланцы, 4 — известняки, 5 — андезитовые и андезит-диабазовые порфиры; 6 — силур-девонские отложения (глинисто-кремнистые сланцы, яшмоиды); 7 — поверхность несогласия; 8 — элементы залегания; 9 — места находок остатков фауны

Пестроцветная молассоидная толща согласно сменяется в центральной части Солонкерской зоны мощной (свыше 3000 м) каменноугольно-нижнепермской солонкерской серией. В наиболее типичных ее разрезах преобладают граувакковые и туфогенные песчаники с линзами известняков, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты и яшмоиды, чередующиеся с горизонтами и пачками спилитов и зеленокаменно измененных порфиритов, тяготеющих к нижним и средним частям серии. Главным образом в верхах разреза появляются горизонты фораминиферовых известняков. Обильные остатки визе-намюрских, верхнекаменно-угольных и нижнепермских фораминифер, присутствующих на различных стратиграфических уровнях, дают основание для обоснованного суждения о возрасте солонкерской серии (Суетенко, 1968). На западе зоны, по данным Г. И. Хубльдикова, в разрезах каменноугольно-нижнепермских отложений уменьшается количество вулканогенных пород и увеличивается роль разнородных псаммитов. Формационные особенности серии, проявляющиеся в тесной ассоциации граувакковых песчаников и гравелитов со спилитами и кремнистыми породами, свидетельствуют о значительной дифференциации Солонкерского трога, в пределах которого существовал ряд островных поднятий, служивших источниками сноса обломочного материала. Это обстоятельство существенно отличает каменноугольно-нижнепермский этап развития Солонкерской зоны от обычных начальных стадий развития геосинклиналей, когда процессы дифференциации проявлены еще весьма слабо.

Отложения солонкерской серии в центральных частях зоны с размытом перекрыты фацнально изменчивой верхнепермской вулканогенно-осадочной толщей. К основанию толщи обычно приурочены конгломера-

ты с прослоями песчаников и известняков, сменяющиеся выше переслаивающимися туфопесчаниками и туфами с выклинивающимися горизонтами средних и кислых эффузивов и линзами известняков. В верхах толщи появляются пачки кремнистых сланцев и алевролитов. Комплекс фауны из нижней части разреза характерен для низов верхней перми (Суегенко, 1968). Мощность отложений превышает 1500 м. Верхнепалеозойский комплекс Солонкерской зоны венчается песчано-сланцевой толщей, предположительно отнесенной к самым верхам перми — низам триаса (рис. 3, III).

Общий план складчатых дислокаций верхнепалеозойского комплекса, по-видимому, унаследован от ниже-среднепалеозойских структур. Хотя эти комплексы и разделены резким несогласием, верхнепалеозойские складчатые структуры также имеют субширотные простирания и характеризуются развитием нормальных линейных складок, правда, несколько менее напряженных. Лишь в образованиях верхней перми и пермо-триаса отмечается заметное упрощение складчатых форм с появлением нешироких, близких к овальным складок с умеренно наклоненными крыльями.

Иным представляется объем и формационное заполнение верхнепалеозойского комплекса на сочленении Солонкерской зоны с Южно-Гобийской и в периферической части последней. Верхнепалеозойский комплекс распадается здесь на ряд толщ, резко несогласно залегающих на всех более древних образованиях и формирующих автономно построенные, часто брахиформные структуры типа Байримобинской, Ихэонгорджийской и др. (рис. 1). В основании комплекса обособляется визе-намюрская известняково-песчано-конгломератовая толща мощностью 500 м. Выше залегает фациально чрезвычайно пестрая толща средних, реже кислых эффузивов их туфов, песчаников, конгломератов и известняков, из которой в различных частях территории собраны верхнекаменноугольные и нижнепермские мшанки, фораминиферы и брахиоподы, а также остатки верхнекаменноугольной флоры (Суегенко, 1968). Отложения прорваны крупными массивами верхнепалеозойских (нижнепермских?) гранитоидов.

Значительным разнообразием отличаются отложения верхней перми. Непосредственно к северу от Солонкерской зоны в ур. Лугин-Гол и Дзамыйн-Хурэ размещаются прогибы, выполненные толщей флишоидно переслаивающихся или обособляющихся в самостоятельные пачки песчано-глинистых сланцев, песчаников и алевролитов мощностью до 4000 м, содержащей в основании 500—800-метровую пачку конгломератов. Флишевый «трог» ограничен с севера Центрально-Тоташанским выступом байкальского фундамента, а от расположенной южнее зоны с вулканогенными верхнепермскими образованиями отделен узким валообразным поднятием — барьером, в пределах которого толща конгломератов, песчаников и известняков верхней перми мощностью 165 м залегает непосредственно на докембрийском основании. К северу от Центрально-Тоташанского выступа в районе сомона Хубсугул развита уже типичная морская моласса, причем мощность верхнепермских отложений сокращается здесь до 800—1500 м.

Формационные особенности каменноугольно-пермских геосинклинальных отложений Юго-Восточной Монголии позволяют выделить на верхнепалеозойском этапе развития этой территории наиболее прогнутую геосинклинальную зону (Солонкерскую) и краевую зону, в пределах которой верхнепалеозойские отложения выполняют прогибы типа внешних. Далее к северу верхний палеозой представлен типично орогенными образованиями — наземными эффузивно-пирокластическими толщами пермокарбона и грубообломочной континентальной молассой верхней перми. В Солонкерской зоне в качестве образований орогенного типа могут рассматриваться грубообломочные и вулканогенные молассы с остатками

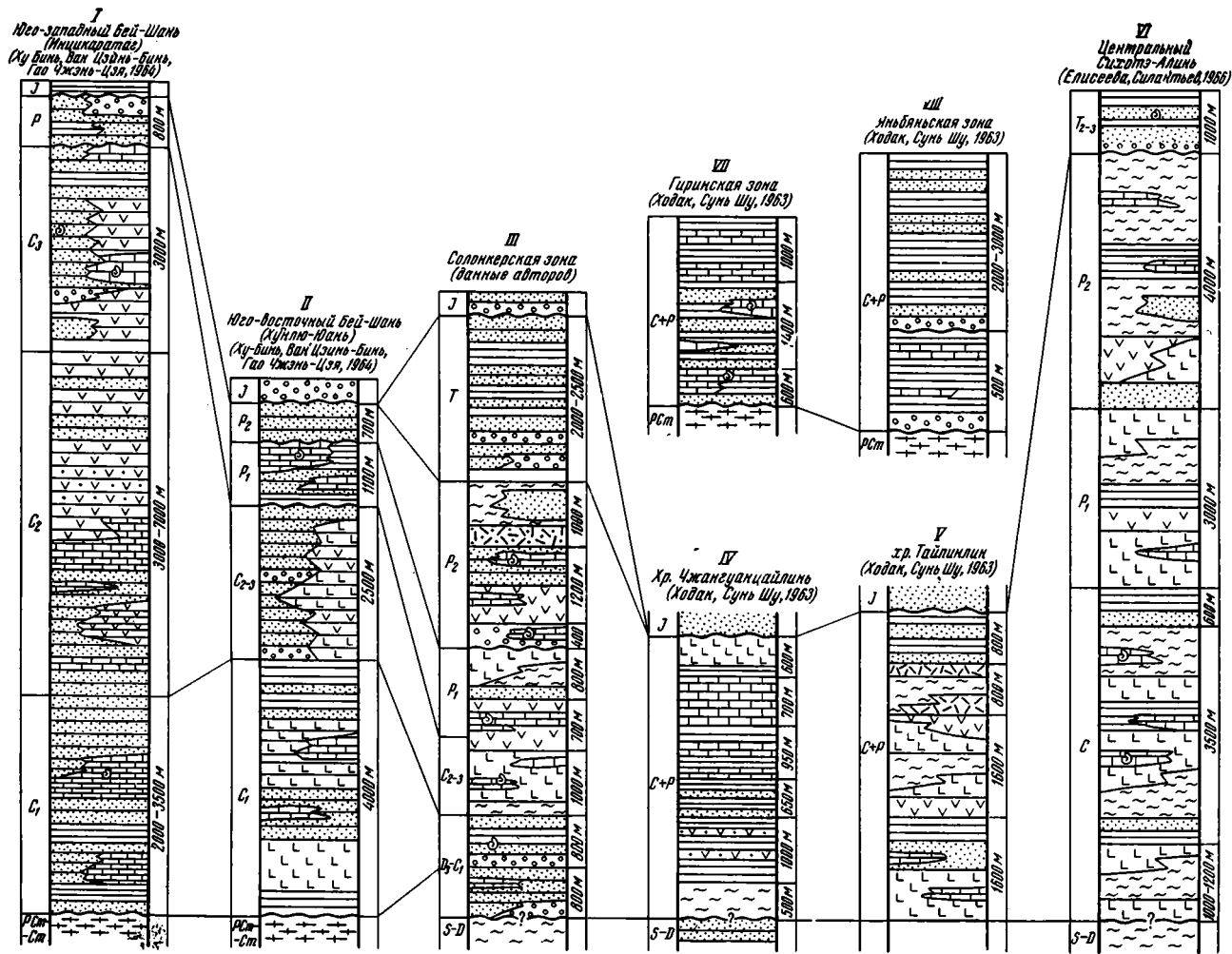


Рис. 3. Разрезы каменноугольно-пермских и триасовых отложений Внутренне-Монгольской системы и Сихотэ-Алиня

1 — песчаники; 2 — алевролиты, глинистые сланцы; 3 — яшмовиды; 4 — конгломераты; 5 — известняки; 6 — эффузивы кислого состава и их туфы; 7 — эффузивы среднего состава и их туфы; 8 — эффузивы основного состава; 9 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты

позднеюрских растений. Развита она крайне ограниченно, несогласно залегая на подстилающих комплексах.

Несравненно более скудны сведения о верхнепалеозойских образованиях сопредельных областей КНР. В синклиналиях Внутренней Монголии отложения этого возраста преобладают, достигая 3000—6000 м мощности. В составе их распространены песчаники, сланцы, известняки и конгломераты, среди которых Хуан Цзи-цин, Чжан Чжэн-кунь, Чжан Чжи-мэн и Чэнь Го-мин (1965), Сяо Си-чан и Ли Юн-цюнь (1962) выделяют толщу нижнекаменноугольных андезитовых порфиритов и их туфов, зеленокаменные средние и основные эффузивы среднего карбона, кислые и средние вулканиты верхнего карбона-перми. Местами наблюдаются и существенно карбонатно-терригенные разрезы верхнего палеозоя. В районе Манитемяо развиты триасовые (?) осадки, представленные существенно песчаниксовой толщей мощностью 2500 м с большим количеством кремнистых сланцев в верхах разреза; перекрыта она с «мнимым согласием» юрской угленосной толщей (Основы тектоники Китая, 1962). В восточных районах Внутренней Монголии (окрестности Улан-Хото на юге Большого Хингана) известны морские нижнепермские отложения, представленные как терригенно-карбонатными осадками, так и андезитовыми и андезит-дацитовыми порфиритами и кремнистыми породами.

Геосинклиналильные комплексы карбона и перми широко развиты и к востоку от впадины Сунляо, в Северо-Восточном Китае и Северной Корее (Мишин, 1968; Ходак, Сунь Шу, 1963). В Гиринской зоне непосредственно на докембрийском основании залегают мощная (3000—4000 м) флишоидная карбонатно-терригенная толща, в составе которой более или менее определенно датируются осадки от низов карбона до верхов перми включительно (рис. 3, VII). Севернее, в хр. Чжангуанцайлин, где каменноугольно-пермские отложения подстилаются девонскими, в их составе появляется значительное количество эффузивов среднего и основного состава и кремнистых сланцев, а мощности увеличиваются до 4500—5000 м (рис. 3, IV). Широкая зональность фаций карбона и перми сохраняется и восточнее; так, в Тайпинлинском районе в составе 5000-метрового верхнепалеозойского комплекса чередуются кремнистые сланцы, песчаники, известняки и разнообразные эффузивы — от спилитов до кислых разностей (рис. 3, V). Южнее с приближением к Северо-Китайской платформе (район Яньбянь) мощности отложений уменьшаются до 3000 м, а разрезы приобретают терригенно-карбонатный состав (рис. 3, VIII).

Верхнепалеозойские комплексы Южного Приморья и Гродековского района отличаются существенно терригенным составом каменноугольных осадков, разрезы которых нередко редуцированы, что, видимо, обусловлено влиянием Уссури-Ханкайского массива. Отложения перми, напротив, представлены как вулканогенными образованиями (в значительной части зеленокаменными), так и карбонатно-терригенными. В толщах верхней перми местами появляются континентальные вулканиты и терригенные породы. Последние особенно характерны для раннего триаса.

Севернее, в Центральном Сихотэ-Алине наблюдается значительно более полный и непрерывный разрез карбона и перми, насыщенный спилитами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами и кремнистыми породами (Елисева, Силантьев, 1966, рис. 3, VI). Представляется, что каменноугольно-пермские образования Солонкерской зоны и Центрального Сихотэ-Алиня вполне сопоставимы по формационным особенностям. Примечательно, что видовой состав пермских фаунистических комплексов этих районов во многом идентичен.

Крупные прогибы существовали в карбоне и перми и к западу от Внутренней Монголии. По данным В. М. Сеницына (1954, 1957),

Ху Биня, Ван Цзинь-биня и Гао Чжэнь-цзя (1964), подобные прогибы, протягивающиеся на многие сотни километров, выделяются на юге Бей-Шаня. Они выполнены вулканогенно-осадочными толщами карбона и перми мощностью до 5000 м, резко несогласно залегающими на докембрийских и нижнепалеозойских образованиях (рис. 3, I, II). К низам комплекса приурочены известковистые песчаники и алевролиты с нижнекаменноугольной фауной. Для среднего и верхнего карбона характерны андезитовые порфириты и их туфы, переслаивающиеся с песчаниками и известняками, а для перми — чередование песчаников, сланцев и конгломератов. В основании пермских отложений местами наблюдается разрыв. На крайнем северо-западе Ала-Шаня известны морские отложения триаса, представленные 250-метровой толщей конгломератов с остатками брахиопод и кораллов (Основы тектоники Китая, 1962). На севере Бей-Шаня сравнительно маломощные песчано-алевролитовые осадки верхнего палеозоя ложатся непосредственно на докембрийский комплекс.

Значительный интерес представляют разрезы карбона и перми Восточного Тянь-Шаня (хребты Чол-Таг и Богдо-Ула). Согласно В. М. Синицыну (1957), каменноугольно-пермские отложения резко несогласно налегают здесь на отложения силур-девона. В основании серии (нижний карбон) господствуют песчаники с линзами органогенных известняков. Для среднего и верхнего карбона характерны граувачковые песчаники и сланцы, спилиты, порфириты и их туфы, чередующиеся с известняками, содержащими остатки фораминифер, кораллов и брахиопод. Мощность отложений превышает 2000 м. В верхнекаменноугольных отложениях местами появляются континентальные фации. Морские отложения низов перми развиты, главным образом, по северному склону хр. Чол-Таг. Преобладание в разрезах граувачк, алевролитов и сланцев, переслаивающихся с порфиритами, туфами и известняками, позволяет высказать предположение о близости этих отложений к нижнепермским толщам Солонкерской зоны. Наряду с морскими в Восточном Тянь-Шане развиты и континентальные отложения низов перми (хр. Баркуль), а верхняя пермь (пермо-триас) здесь уже повсеместно представлена континентальными эффузивами и красноцветными толщами. Таким образом, максимум верхнепалеозойского прогибания для территории Восточного Тянь-Шаня приходится на карбон. К западу от крупного разлома северо-западного простирания, расположенного на продолжении Джунгарского (Таримско-Казахстанский сдвиг, по В. Я. Кошкину, 1969), верхний палеозой представлен преимущественно терригенными и карбонатными отложениями, по всей вероятности, орогенного типа.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Проявления интрузивной деятельности в пределах рассматриваемой территории разнообразны. Анализ пространственного размещения и формационных особенностей разновозрастных магматических образований показывает закономерную зависимость характера магматизма от режима развития крупных тектонических зон.

Как это видно на примере Юго-Восточной Монголии, в более стабильных зонах (типа Южно-Гобийской) развиты многочисленные поколения докембрийских, нижне- и среднепалеозойских гранитоидов. Особенно широко распространены здесь позднекаменноугольные и нижнепермские интрузивы орогенного типа.

В наиболее прогнутых геосинклинальных зонах доверхнепермские гранитоидные интрузивы развиты ограниченно и обычно невелики по размерам. Характерной принадлежностью этих зон являются многочисленные, нередко крупные тела гипербазитов, внедрившиеся в период общего замыкания геосинклинальных прогибов. В осевой части Солонкерской зоны они залегают среди существенно вулканогенных толщ верхней пер-

ми, образуя протяженный гипербазитовый пояс. Многочисленные тела ультраосновных пород известны и на территории Внутренней Монголии (КНР). Сведения о возрасте противоречивы, однако китайские геологи более склонны определять возрастной диапазон, в пределах которого могло произойти становление гипербазитовых интрузий, в интервале от верхов перми до середины триаса (Основы тектоники Китая, 1962). По активизированным в эту эпоху глубинным разломам ультраосновные интрузии местами глубоко проникали и в обрамление прогибов (последартинские гипербазиты Джунгарского разлома, гипербазиты байкалд Внутренней Монголии). Следует отметить, что верхнепермские гипербазиты широко развиты в структурах Центрального Сихотэ-Алиня (Мишин, 1968).

Принадлежностью наиболее мобильных зон являются не крупные тела габброидов и умеренно кислых гранитоидов (граниты, гранодиориты, плагиограниты). В центральной и восточной части рассматриваемой территории они прорывают верхнепермские отложения (хангаобинский комплекс Солонкерской зоны, седанкинский комплекс Гродековского района), а на западе — осадки нижней перми. Таким образом, становление этих интрузий, по-видимому, также произошло в эпоху замыкания геосинклинальных прогибов.

Значительно шире распространены интрузии раннемезозойских лейкократовых, нормальных биотитовых и щелочных гранитов и аляскитов, локализующиеся преимущественно в позитивных зонах и в структурах обрамления. Они образуют различные по форме дискордантные массивы площадью от нескольких десятков до многих сотен квадратных километров, которые размещаются вдоль крупных продольных и поперечных разломов, а также в узлах их пересечения. На территории Южно-Гобийской зоны раннемезозойские граниты прорывают отложения верхней перми и перекрываются юрскими (возраст 185—150 млн. лет) вулканидами. Цифры возраста этих интрузий в Большом Хингане, Внутренней Монголии и на юго-востоке МНР варьируют от 205 до 220 млн. лет, составляя в большинстве случаев 210—215 млн. лет, что свидетельствует об их поздне триасовом возрасте. В Бей-Шане, Восточном Тянь-Шане и сопредельных с северо-запада областях (Алакульская зона) подобные интрузии выделяются в качестве наиболее поздних палеозойских (Синицын, 1954; Геологическое строение СССР, 1968). Наличие в Алакульской зоне тел аляскитовых гранитов, прорывающих отложения верхней перми, позволяет предполагать, что раннемезозойские интрузии распространились на запад значительно дальше, чем это представляется в настоящее время.

Юрские интрузивные образования, обычно ассоциирующие с одно-возрастными вулканидами, развиты главным образом на востоке рассматриваемого региона — во Внутренней Монголии и на Большом Хингане. Таким образом, с запада на восток закономерно появляются все более молодые группы раннемезозойских интрузивов. Конфигурация ореола распространения раннемезозойских гранитоидов, локализующихся в пределах Яньшаньского пояса (Нагибина, 1963) и размещающихся на всей территории каменноугольно-пермских геосинклинальных прогибов, но главным образом в сопредельных частях более древних структур, свидетельствуют о тесной связи раннемезозойского гранитообразования с завершающими этапами развития каменноугольно-пермских геосинклинальных прогибов. Последнее обстоятельство заставляет критически подойти к представлениям о «внегеосинклинальности» раннемезозойских гранитоидов Яньшаньского пояса, принципиально не отличающихся от палеозойских орогенных интрузий, для которых также известны многочисленные случаи глубокого проникновения из «материнских» геосинклинальных зон в древнее обрамление.

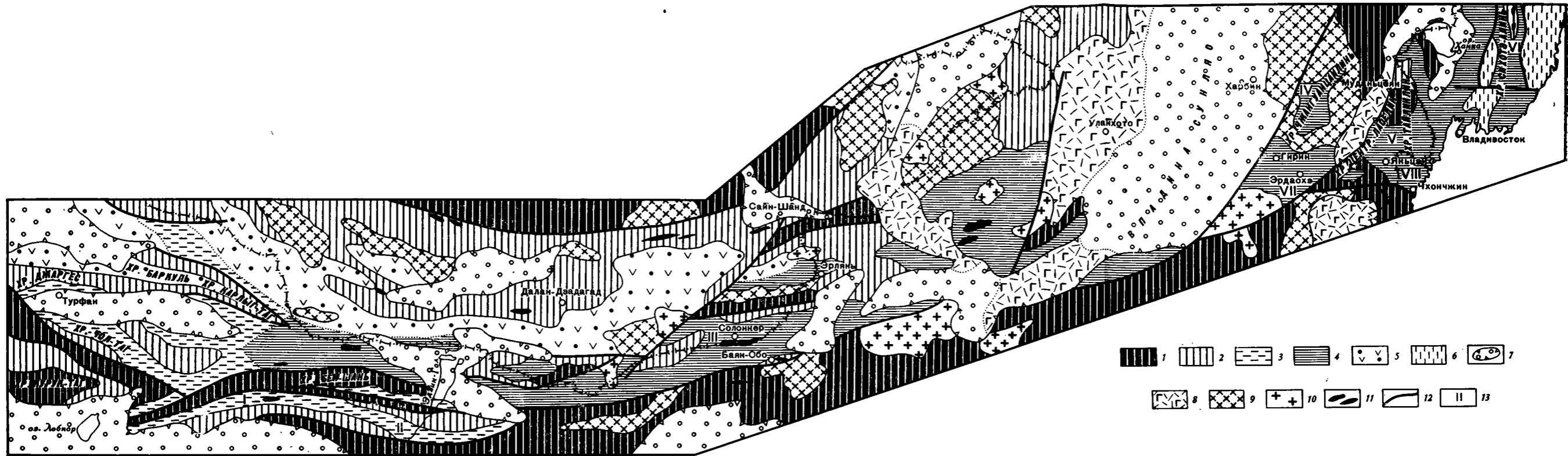
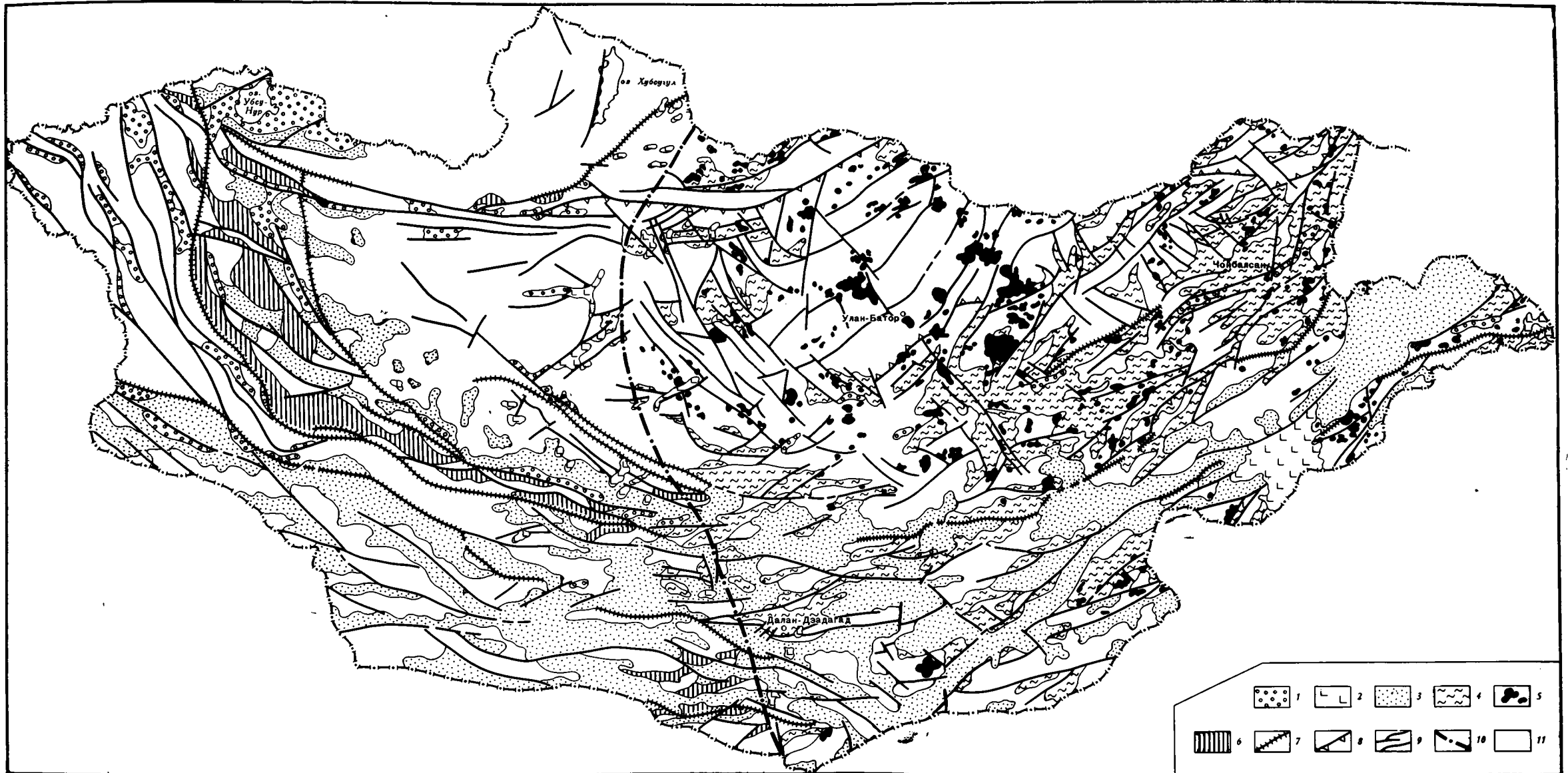


Рис. 4. Схема расположения позднепалеозойских геосинклинальных структур Монголии, Северного Китая и Северной Кореи

1 — докембрийский комплекс; 2 — нижне-среднепалеозойский геосинклинальный комплекс; 3 — каменноугольный геосинклинальный комплекс (местами включая низы перми); 4, 5 — каменноугольно-пермские комплексы; 6 — геосинклинальный 5 — орогенный; 6 — мезозойский геосинклинальный комплекс; 7 — мезозойские и кайнозойские впадины; 8 — мезозойские и кайнозойские континентальные эффузивы; 9, 10 — гранитоидные интрузивы: 9 — преимущественно палеозойские, 10 — мезозойские; 11 — гипербазиты; 12 — главные разломы; 13 — опорные разрезы



Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монголии

1 — структуры кайнозойской активизации (грабены и грабен-синклинали), сложенные грубообломочными отложениями неогенового и четвертичного возраста; 2 — кайнозойские базальты; 3 — тонкозернистые красноцветные отложения платформенного чехла верхнемелового и палеогенового возраста; 4 — структуры мезозойской ривинации. Прогнбы, сложенные моласонными, угленосными и вулканогенными породами различного состава от триаса до нижнего мела включительно; 5 — мезозойские гранитоиды; 6 — структуры мезозойской активизации: грабены и грабен-синклинали, сложенные моласонными и угленосными отложениями юры и нижнего мела; 7 — длительно живущие глубинные

разломы, ограничивавшие в палеозое эвгеосинклинальные тропы. В мезозое и кайнозое по ним возобновлялись тектонические движения; 8 — длительно живущие глубинные разломы, разделяющие в палеозое разные структурно-формационные зоны. В мезозое и кайнозое по ним возобновлялись тектонические движения; 9 — новообразованные мезозойские и кайнозойские разломы; 10 — западная граница распространения мезозойских гранитоидов; 11 — выступы палеозойского и более древнего основания

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Приведенный материал показывает, что вдоль северного края байкалид Корейско-Северо-Китайской складчатой области размещается протяженная (свыше 3500 км) широтная цепь каменноугольно-пермских прогибов, выполненных морскими осадками геосинклинального типа мощностью 3000—5000 м и более (рис. 4). На востоке они смыкались с верхнепалеозойскими прогибами мезозойд Сихотэ-Алиня, а на западе, по-видимому, распространялись до Казахстано-Таримского глубинного разлома. Представляется целесообразным выделить эти структуры в качестве Внутренне-Монгольской складчатой системы.

Особенности формационного заполнения прогибов Внутренне-Монгольской системы в значительной степени зависят от их предыстории. В случае заложения на краевых частях байкалид, являвшихся в нижнем и среднем палеозое областями размыва, в составе каменноугольно-пермских отложений господствуют терригенные и карбонатные фации (Гирич, Яньбянь), тогда как в зонах, испытывавших прогибание на нижне-среднепалеозойском этапе развития, в разрезах карбона и перми значительная роль принадлежит эффузивно-пирокластическим образованиям среднего и основного состава, в том числе и зеленокаменным, а также грауваккам и кремнистым породам (Внутренняя Монголия).

Благоприятным фактором, способствовавшим заложению каменноугольно-пермских геосинклинальных прогибов, по мнению Хуан Цзиньцина, Чжан Чжэн-куня, Чжан Чжи-мэна и Чэнь Го-мина (1965), является некоторая редуцированность среднепалеозойского геосинклинального процесса в пределах рассматриваемой части Центральной и Восточной Азии. Последнее обстоятельство, по-видимому, ослабило предверхнедевонские складкообразовательные движения и в особенности процессы гранитообразования, что, в свою очередь, привело к меньшей степени консолидации среднепалеозойских прогибов. «Зеленокаменные» трюги возникали в верхнем палеозое лишь на основании, слабо насыщенном гранитоидами. При наличии же в фундаменте крупных гранитоидных интрузий возникали прогибы, выполненные формациями поздних стадий геосинклинального погружения — флишоидной, морской андезит-липаритовой, терригенно-карбонатной и т. п. (периферия Южно-Гобийской зоны).

Намечается общее омоложение времени замыкания прогибов с запада на восток. В Восточном Тянь-Шане и Бей-Шане, где максимум верхнепалеозойского прогибания приходится на поздний карбон, они замкнулись в середине перми; во Внутренней Монголии и Северо-Восточном Китае — областях наиболее интенсивного пермского прогибания — замыкание произошло в самом начале триаса. Таким образом, если руководствоваться исключительно принципом времени завершения собственно геосинклинального этапа развития и смены его орогенным, можно было бы рассматривать подобные структуры в качестве наиболее поздних герцинских. Однако такому предположению, по мнению авторов, противоречат формационные особенности верхнепалеозойского комплекса, в составе которого в наиболее прогнутых зонах значительная роль принадлежит формациям зеленокаменного ряда. Подобные парагенезы, как известно, широко развиты в структурах мезозойд, верхнепалеозойский этап развития которых является временем интенсивного геосинклинального прогибания, но совершенно не характерны для герцинид. Так, в наиболее поздних герцинских зонах, типа Иртыш-Зайсанской, согласно А. А. Богданову (1965), верхнепалеозойские отложения представлены преимущественно терригенными, местами угленосными формациями параллического типа. В герцинских структурах, кроме того, не известны пермо-триасовые гипербазиты, а также послеверхнепермские интрузивы с признаками образований габбро-плагиогранитных формаций, столь

характерные для мезозойд. Не менее важно и отчетливое несогласие в основании каменноугольно-пермского геосинклинального комплекса. Поэтому, несмотря на отсутствие достоверных морских осадков триаса, по своему формационному выполнению подобные структуры могут рассматриваться в качестве затухающего апофиза тихоокеанских мезозойд, тем более, что, как указывал Н. П. Херасков (1963), по периферии, и в особенности в апофизах мезозойд замыкание может происходить даже в начале триаса. Можно предложить для зон типа Солонкерской, достаточно широко развитых в Центральной и Восточной Азии, термин «гобииды», в отличие от ранних мезозойд (индосинид), закончивших геосинклинальное развитие в конце триаса или в лейасе.

От других апофиз мезозойд Внутренне-Монгольская система отличается значительно большей протяженностью и, в связи с этим, она, возможно, является в значительной степени автономной структурой. Необходимо подчеркнуть, однако, что развитие цепи прогибов «гобиид» и появление в этих же районах пермо-триасовых гипербазитов представляется связанным с активизацией глубинных разломов, разграничивающих Корейско-Северо-Китайские байкалиды от палеозойд Центрально-Азиатского пояса. Активизация этой системы разломов обусловлена тектоническими напряжениями, шедшими в верхнем палеозое от Тихоокеанского подвижного пояса (Радкевич, 1960; Смирнов, 1963). Особенно отчетлива связь с разломами узких зеленокаменных трогов на западе Внутренне-Монгольской системы (Бей-Шань, Тянь-Шань). Выклинивание обширных геосинклинальных прогибов в узкие зоны глубинных разломов представляется типичным явлением для области сочленения Атлантического и Тихоокеанского сегментов земной коры. Подобным же образом выклиниваются к востоку и некоторые «атлантические» структуры, как, например, ранние каледониды Озерной зоны, переходящие в Ихэбогдинский сфиолитовый пояс (Амантов и др., 1967). Отчетливо сужаются к востоку и герциниды «казахстанского» типа Южно-Монгольской системы, затухающие в Хингано-Бурейнском массиве узким Халхингольским прогибом.

Литература

- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И., Лувсанданзан Б. и др. Глава II в книге — Маринов Н. А. «Геологические исследования Монгольской Народной Республики». Изд-во «Недра», 1967.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5 и 6, 1965.
- Борзаковский Ю. А., Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. К тектонике монгольских герцинид. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, 1967.
- Геологическое строение СССР, т. 3. Изд-во «Недра», 1968.
- Го Хун-цзюнь. Силурийские трилобиты из серии Эрдаогоу, провинция Гири (Цзи-линь) Северо-Восточный Китай. Acta paleontol. sinica, v. 10, № 3, 1962.
- Елисеева В. К., Силантьев В. Н. Стратиграфия. Карбон и пермь. Сихотэ-Алинская складчатая область. В кн. «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». Изд-во «Недра», 1966.
- Казьмин В. Г., Фараджев В. А. Тектоническое развитие Яркендского сектора Куэнь-Луня. Сов. геология, № 8, 1961.
- Кошкин В. Я. Центрально-Казахстанский сдвиг. Геотектоника, № 1, 1969.
- Мишин В. П. Формационно-тектоническое районирование Южного Приморья и смежных территорий Китая и Кореи для позднего палеозоя. В кн. «Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану». Изд-во «Наука», 1968.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Органова Н. М. Девонские отложения Западного Приморья. Сов. геология, № 7, 1961.
- Основы тектоники Китая. Гостоптехиздат, М., 1962.
- Пушаровский Ю. М. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1961.
- Пушаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. Геотектоника, № 6, 1965.
- Региональная стратиграфия Китая. Вып. 1, 2. Изд-во иностр. лит., 1960.

- Радкевич Е. А. История развития металлогенических зон области стыка Китайской платформы с мезозойской складчатой системой Сихотэ-Алиня. В кн. «Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. I. Приморск. книжн. изд-во, Владивосток, 1960.
- Синицын В. М. Восточный Тянь-Шань и Бей-Шань. Тр. Монг. комис. АН СССР, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1954.
- Синицын В. М. Турфан-Хамийская впадина и Гашуньская Гоби. Изд-во АН СССР, 1957.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Изд-во АН СССР, 1963.
- Суетенко О. Д. Нижнесилурийские отложения Юго-Восточной Монголии. Сов. геология, № 4, 1967.
- Суетенко О. Д. Первые находки фораминифер в Юго-Восточной Монголии. Докл. АН СССР, т. 180, № 3, 1968.
- Сяо Си-чан, Ли Юн-цюань. Некоторые новые соображения о геологии Внутренней Монголии. Acta geol. sinica, v. 42, № 4, 1962.
- У Ван-и. Фауна кораллов силура в окрестностях Баюнь-Обо во Внутренней Монголии. Acta paleontol., v. 6, № 1, 1958.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ходак Ю. А., Сунь Шу. Главнейшие структуры северо-востока Китая и сопредельной территории Советского Дальнего Востока. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1961.
- Ходак Ю. А., Сунь Шу. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Северо-Восточного Китая и сопредельных территорий юга Советского Дальнего Востока. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1963.
- Ху Бинь, Ван Цзинь-бинь, Гао Чжэнь-цзя. Некоторые вопросы геотектоники Синьцзяна. Acta geol. sinica, v. 44, № 2, 1964.
- Хуан Цзи-цин, Чжан Чжэн-кунь, Чжан Чжи-мэн, Чэнь Го-мин. Эвгеосинклинали и многоэосинклинали Китая и их полициклическое развитие. Тр. Геол. акад. Китая, серия С, 1965.

Геологический институт
Советско-Монгольская научно-исследовательская
геологическая экспедиция АН СССР и АН МНР

Статья поступила
14 июня 1969 г.

УДК 551.246+551.76(517.3)

М. С. НАГИБИНА

ТИПЫ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР МОНГОЛИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ

Дается классификация мезозойских и кайнозойских структур Монголии по времени их образования, составу осадочных и вулканогенных формаций, а также интрузивному магматизму. Выделяются: 1) структуры мезозойской ревивации (восточно-азиатского или тихоокеанского типа), образовавшиеся в период от триаса до нижнего мела включительно, с развитием которых связано выделение гранитоидов и обильная вулканическая деятельность дифференцированного состава; 2) структуры мезозойской активизации, образовавшиеся в юрское и нижнемеловое время (без проявления магматической деятельности); 3) структуры платформенного чехла — синеклизы и антекклизы, образовавшиеся в период верхнего мела и палеогена; 4) структуры кайнозойской активизации, образовавшиеся в неоген-четвертичное время, развитие которых сопровождалось излиянием базальтов. Перечисленные типы структур имеют определенные временные и пространственные закономерности развития.

В геологическом строении Монголии исключительно важную роль играют многочисленные межгорные прогибы и впадины, образовавшиеся в мезозое и кайнозое на разнородном палеозойском и более древнем основании. С развитием мезозойских и кайнозойских структур в Монголии связано образование разнообразных руд и нерудных полезных ископаемых. Поэтому классификация этих структур и выяснение пространственных закономерностей их развития имеют не только научное, но и практическое значение.

В последние десятилетия наши знания по геологии Монголии пополнили многочисленные материалы, частично обобщенными в ряде статей и монографий по тектонике и магматизму (главным образом палеозойского складчатого основания (Иванов, 1961; Амантов и Матросов, 1961; Хасин и Борзаковский, 1966; Зоненшайн, 1967, и др.).

Для отдельных регионов Монголии разработаны схемы стратиграфии мезозойских отложений и приведены описания мезозойских структур (Маринов, 1957, 1967; Васильев, Волхонин, 1959; Флоренсов, 1963; Мартинсон, 1966; Николаева и Шувалов, 1966; Иванов, 1961; Барсболд, 1969, и др.). Однако общая изученность стратиграфии и в особенности состава и тектоники мезозойских отложений Монголии остается еще весьма слабой. Встают проблемы выяснения палеогеографии и палеотектоники мезозойского периода, развития структур, их связи с глубинным строением земной коры, выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых и др.

Все перечисленные выше авторы (кроме последних публикаций А. Х. Иванова) рассматривали мезозойские структуры Монголии в качестве инверсионного этапа завершения палеозойского (герцинского) геосинклинального развития. А. Х. Иванов (1961) путем сравнительно тектонического анализа пришел к выводу, что формирование мезозойских структур Монголии было связано с самостоятельной мезозойской (тихоокеанской) геотектонической эпохой.

Советско-Монгольской геологической экспедицией в настоящее время проводятся специальные тематические исследования мезозойской тектоники и магматизма, а также стратиграфии мезозоя и кайнозоя, и новейшей тектоники.

Обобщение всех имеющихся геологических материалов, а также новых данных, полученных в период полевых исследований 1965 и 1968 гг., позволили автору дать предварительную классификацию мезозойских и кайнозойских структур Монголии и совместно с Е. В. Девяткиным и В. Ф. Шуваловым составить карту мезозойской и кайнозойской тектоники.

Характерной чертой этих структур является развитие глыбово-складчатых дислокаций, охвативших как породы палеозойского и более древнего геосинклинального основания, так и отложения мезозоя и кайнозоя. Среди этих структур, по времени образования, составу осадочных и вулканогенных формаций, а также интрузивному магматизму можно выделить следующие типы тектонических форм.

1. Структуры мезозойской ревивации (восточно-азиатского или тихоокеанского типа), образовавшиеся в период от верхнего триаса до нижнего мела включительно.

2. Структуры мезозойской активизации, образовавшиеся в юрское и нижнемеловое время.

3. Структуры платформенного чехла — синеклизы и антиклизы, образовавшиеся в период верхнего мела и палеогена.

4. Структуры кайнозойской активизации, образовавшиеся в неоген-четвертичное время.

СТРУКТУРЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ РЕВИВАЦИИ И АКТИВИЗАЦИИ

В пределах территории Монголии согласно классификации автора (Нагибина, 1967) в мезозое образовались разнотипные тектонические формы — структуры ревиваций, развитие которых сопровождалось гранитоидным магматизмом, и структуры активизации, с образованием которых не связано проявление магматической деятельности (рисунок на вклейке к стр. 21).

Структуры мезозойской ревивации распространены на востоке Монголии, представлены сводово-глыбовыми поднятиями палеозойского основания, разделенными конседиментационными прогибами и грабен-синклиналями. Последние сложены континентальными сероцветными и красноцветными молассоидными отложениями от грубообломочных конгломератов и песчаников горного пролювия и аллювия до тончайших озерных отложений — алевролитов с прослоями угля и мергелей, в различных сочетаниях переслаивающихся вулканогенными образованиями основного, среднего и кислого состава (андезитовой формации). Эти отложения (от триаса до нижнего мела включительно) в различной степени уплотнены и метаморфизированы. Мощности их колеблются в широких пределах от 2 до 5 км.

Внутреннее строение прогибов характеризуется развитием брахиформных и коробчатых складок, мелкой приразломной складчатостью, наличием продольных и поперечных гребневидных антиклиналей и горст-антиклиналей.

В процессе развития структур отчетливо фиксируются несогласия внутри перечисленного комплекса отложений и многократное внедрение интрузий и экструзий гранитного состава (гранодиоритов, диоритов, аляскитов, субщелочных гранитов и граносиенитов). Выделяются определенные стадии мезозойских структур: раннемезозойская (триас, нижняя и средняя юра) и позднемезозойская (верхняя юра, нижний мел). Вверх по разрезу наблюдается упрощение морфологии структур и сокращение объема гранитных интрузий.

	Западная Монголия	Восточная Монголия	
Четвертичный период — неоген	Сильно проявленные процессы тектонической активности с образованием сводово-глыбовых поднятий, сейсмоактивных разломов и грабенообразных впадин, выполненных грубообломочными отложениями. Сильная сейсмичность (до 11—12 баллов). Излияние базальтов	Слабо проявленные процессы тектонической активизации с образованием обширных поднятий и узких грабенообразных впадин, выполненных грубообломочными терригенными отложениями. Слабая сейсмичность (до 4—7 баллов). Излияние базальтов	Четвертичный период — неоген
Палеоген — верхний мел	Образование отложений платформенного чехла		Палеоген — нижний мел
Юра — нижний мел	Слабая тектоническая активность с образованием обширных сводово-глыбовых поднятий и домезозойского основания узких грабен-синклиналей, выполненных терригенными красноцветными и угленосными отложениями юры и нижнего мела (без вулканитов) до 2 км мощности	Сильно проявленные процессы ревивации с образованием поднятий и прогибов, заполненных терригенными молассовидными, угленосными и вулканогенными образованиями (андезитовой формации), сложно сочетающимися между собой, до 4—5 км мощности. Комагматичные интрузии гранитоидов (вулcano-плутонической формации) с разнообразной эндогенной минерализацией	Триас — нижний мел.

Примечание. Структуры основания: геосинклинальные и орогенные комплексы — каледонские, герцинские, а на северо-западе Монголии — байкальские.

Для мезозойских интрузий характерна тесная связь, а местами и постепенные переходы к вулканическим образованиям, что позволяет отнести их к вулcano-плутонической формации (по Е. К. Устиеву). Гранитоиды прорывают как мезозойские отложения в пределах прогибов, так и породы палеозойского основания и приурочены к зонам продольных и поперечных разломов и узлам их пересечения. Мезозойские структуры ревивации распространены исключительно в восточной части Монголии (к востоку от 100° и главным образом 105° меридиана) от р. Селенги до юго-восточной границы Монголии, где они образуют системы сводово-глыбовых поднятий и прогибов. Интенсивность дислокаций в пределах прогибов и количество гранитных интрузий, а также объем вулканитов постепенно уменьшаются в направлении с востока на запад.

Западная граница распространения мезозойских гранитов и вулканитов в виде субмеридиональной линии пересекает вкрест простирания все крупные структурные элементы палеозойского и докембрийского основания Монголии.

С мезозойскими гранитоидами и вулканитами на востоке Монголии связаны главнейшие рудные месторождения (вольфрам, олово, полиметаллы, редкие элементы, золото, флюорит и др.).

Структуры активизации распространены в Западной Монголии. В юре и нижнем мелу в процессе мезозойской активизации происходило образование обширных поднятий палеозойского и более древнего основания, разделенных узкими приразломными грабен-синклиналями, сложенными исключительно терригенными грубообломочными

и угленосными отложениями молассоидной формации без вулканитов. Мощность отложений не превышает 2 км. Интрузии гранитоидов и кислые вулканические проявления отсутствуют (см. таблицу).

Мезозойские грабен-синклинали на западе Монголии образуют лишь две протяженные системы: Предалтайскую, сопряженную с крупными длительно живущими разломами (Долиноозерским и др.), и Предханхуйскую, также сопряженную с одноименными разломами.

Мезозойские структуры западной и восточной Монголии являются резко наложенными на палеозойское и более древнее основание. Однако при общей наложенности простирается система мезозойских прогибов и поднятий подчинена общему направлению крупных тектонических форм палеозойского основания, ограниченных глубинными разломами. Мезозойские структуры являются сопряженными с продольными и поперечными разломами, как более древними палеозойскими, «оживленными» в мезозое, так и новообразованными. Наблюдается пространственное несовпадение мезозойских структур ревивации и активизации с верхнепалеозойскими орогенными структурами.

СТРУКТУРЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

К концу нижнего мела напряженность тектонических движений в Монголии постепенно ослабевает, происходит выравнивание — пене-пленизация тектонического рельефа и формирование на юго-востоке и юге Монголии широчайших озерно-аллювиальных гобийских равнин. В верхнем мелу и в палеогене в пределах этих равнин с блуждающей речной и озерной сетью происходило накопление удивительно однообразных красноцветных преимущественно тонкозернистых озерно-аллювиальных отложений — песков с косой слоистостью, глин с редкими прослоями гравелитов, а местами прослоев гипсов и карбонатных пород. Общая мощность этих отложений измеряется несколькими сотнями метров до 1 км. Как правило — это рыхлые или слабо сцементированные отложения, местами переслаивающиеся с редкими покровами базальтов (трапповой формации).

Формационный состав и условия залегания этих отложений свидетельствуют о том, что накопление их происходило в платформенных условиях. Имеющиеся литологические данные, выяснения условий обитания и захоронения пресноводных и солоноватоводных фаун двусторчатых и пластинчатожаберных, скопления костных остатков динозавров в дельтах крупных палеорек, впадавших в обширные озерные бассейны (Ефремов, 1956; Мартинсон, 1966; Васильев и др., 1959; Барсболд, 1969; и др.), а также палеогеографические реконструкции показывают, что площади, ранее занятые осадками верхнего мела и палеогена, были значительно шире современных контуров их распространения. Анализ мощностей и фации этих отложений позволяет на юго-востоке и юге Монголии выделить обширные плоские синеклизы (Тамцагскую, Восточно-Гобийскую, Нэмэгетинскую и др.). Отдельные горные хребты Гобийского Алтая, разделяющие современные выходы красноцветных отложений, слагающих синеклизу Нэмэгэту и др., возникли в кайнозое после накопления осадков верхнего мела и палеогена.

Детальные стратиграфические исследования верхнемеловых отложений чехла, произведенные Р. Барсболдом (1969), показали, что формирование их началось в сеномане на юго-востоке Монголии и постепенно (в сантоне, маастрихте и палеогене) распространялось на запад к Гобийскому Алтаю, где отложения чехла имеют только палеогеновый возраст.

Под отложениями платформенного чехла погребены структуры как палеозойского основания, так и многочисленные мезозойские прогибы с

угленосными и нефтеносными отложениями. Геофизические исследования позволили проследить эти прогибы под чехлом красноцветных отложений на десятки и сотни километров.

СТРУКТУРЫ КАИНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

С неотектоническими движениями связано формирование современного альпийского горного рельефа в Западной Монголии, излияние базальтов, образование сейсмактивных структур, сводово-глыбовых поднятий, разломов, грабенообразных впадин, выполненных грубообломочными молассоидными отложениями горного пролювия. Образование сейсмоактивных разломов в пределах гобийских синеклиз сопровождалось интенсивными деформациями отложений платформенного чехла и приразломной складчатостью с углами падения слоев до 70—80 и даже 90°.

Для неотектонических дислокаций, так же как и для мезозойских структур активизации, характерна наложенность на разновозрастные и разнотипные структуры основания. Наиболее активные сейсмотектонические зоны, расположенные на западе Монголии, наложены на древние байкальские, каледонские и герцинские структуры основания. Общие простирания дислокаций и, в частности, разломов унаследованы от структур основания, реже являются новообразованными.

При весьма слабой общей изученности новейшей тектоники Монголии в целом чрезвычайно большой интерес представляют специальные тектонические исследования Н. А. Флоренсова, В. П. Солоненко и др., проведенные в области Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. и обобщенные ими в ряде статей и монографии, опубликованной в 1963 г. Ими составлены карты сейсмогенных и неотектонических структур, на которых проведено районирование сейсмической активности всей территории Монголии.

На этих картах отчетливо видно, что наиболее активные сейсмотектонические зоны (Монголо-Алтайская, Хангайская и Северо-Монгольская) располагаются в западной части Монголии к западу от 105° меридиана. Наименее активными являются зоны юго-восточной Монголии и Хэнтэй-Чикойская, расположенная на северо-востоке Монголии. Обе эти зоны находятся восточнее 105° меридиана. Для Монголо-Алтайской сейсмотектонической зоны по В. П. Солоненко (1959) ведущее значение имеют линейно вытянутые сводово-глыбовые поднятия, разделенные глубинными разломами и грабенообразными впадинами. Существенное значение имеют сдвиговые деформации. Хангайская сейсмотектоническая зона характеризуется более широкими сводово-глыбовыми поднятиями, расчлененными разломами на отдельные блоки с дифференцированными движениями. Характерны сейсмовулканические линии разломов, к которым приурочены недавно потухшие базальтовые вулканы центрального и трещинного типа и современные термальные и минеральные источники. В Северо-Монгольской сейсмической зоне главнейшими сейсмогенными структурами являются Хангайский и Жалтуринский (по А. Х. Иванову) разломы. В пределах этой зоны происходили катастрофические землетрясения 1905 г. Энергия развития неотектонических структур (по В. П. Солоненко) к востоку понижается.

Неотектоническая зона юго-восточной Монголии представляет собой область со слабо дифференцированными движениями земной коры и общей тенденцией относительного погружения.

Приведенное выше пространственное распределение различных зон сейсмогенных и неотектонических структур показывает, что они имеют свой совершенно самостоятельный план развития, не зависящий ни от площадей распространения ранее образованных структур мезозойской ревивации, ни от областей развития платформенного чехла.

При изучении общего плана строения неотектонических структур В. П. Солоненко (1959) было подмечено отчетливо выраженное воздействие на них современных глубинных тектонических процессов, обуславливающих формирование редуционных структур. На территории Монголии особенно отчетливо «просвечивает» редуционная структура погружения, ось которой проходит вдоль 105° меридиана. Эта редуционная структура по В. П. Солоненко (Флоренсов и др., 1963) делит Высочью Азию на две части, резко отличные по своей сейсмической активности (см. таблицу).

Перечисленные морфологические и формационные особенности неотектонического этапа развития структур не позволяют относить их к платформенным (как это делалось ранее Н. А. Мариновым, 1967 и многими другими).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше данные по тектонике мезозойских и кайнозойских структур показывают, что формирование их происходило в три этапа: 1) в триасе, юре и нижнем мелу формировались разнокачественные структуры ревивации и активизации; 2) в верхнем мелу и палеогене происходило формирование поверхности выравнивания — денудационной на севере и аккумулятивной на юге (образование платформенного чехла); 3) в неогене и четвертичном периоде происходило образование структур эпиплатформенной активизации, сейсмоактивных дислокаций. Перечисленные структуры имеют совершенно четкие пространственные закономерности развития и качественное различие.

Формирование мезозойских структур ревивации в Монголии не является инверсионной стадией развития палеозойских структур, а связано с самостоятельной геотектонической эпохой. В триасе, юре, и в нижнем мелу на востоке Монголии происходило весьма интенсивное тектоническое преобразование (ревивация) структур палеозойского и более древнего основания с образованием сводовоглыбовых поднятий и глубоких прогибов. Этот процесс сопровождался внедрением внегеосинклинальных гранитоидов, обильной вулканической деятельностью (с дифференцированным составом вулканитов от основных до кислых) и богатой эндогенной минерализацией. По направлению с востока на запад ослабевает напряженность дислокаций мезозойских структур, сокращается количество продуктов магматической деятельности (гранитоидов и вулканитов).

На западе Монголии в юре и нижнем мелу проявились лишь слабые процессы мезозойской активизации, не сопровождавшиеся ни гранитообразованием, ни вулканической деятельностью. Мезозойские структуры ревивации Монголии по составу формаций, эффузивным и интрузивным проявлениям, а также металлогеническим концентрациям (олово, вольфрам, полиметаллы, редкие элементы, золото, флюорит и др.) имеют большое сходство с мезозойскими структурами восточно-азиатского или тихоокеанского типа (М. С. Нагибина, 1963), широко развитыми на прилегающих территориях востока Азии.

После периода относительного тектонического покоя и формирования на юго-востоке и юге Монголии в верхнем мелу и палеогене отложений платформенного чехла наступает второй — новейший период тектонической активизации. Процессы образования неотектонических структур активизации, сопровождавшиеся сейсмическими явлениями, в отличие от мезозойской ревивации наиболее интенсивно проявились на западе Монголии с постепенным затуханием к востоку.

В процессе развития неотектонических структур активизации в неогене и четвертичном периоде образование гранитной магмы не происходило, а на поверхность выводилась базальтовая магма.

Такое четкое различие в пространственных закономерностях развития мезозойских структур ревивации и кайнозойских структур активизации, а также качественное различие продуктов магматической деятельности свидетельствует о том, что образование их было связано с различными и разнонаправленными глубинными тектоническими процессами. Явления ревивации и активизации (в понимании автора, 1967) не являются даже разными стадиями развития одного и того же тектонического процесса. Образование неотектонических структур активизации может проявляться на самых различных структурных элементах земной коры — древних платформах (Африканской, Сибирской) или палеозойских и байкальских складчатых системах (Западное Прибайкалье, Алтае-Саянская обл.), где им не предшествовали процессы мезозойской ревивации и гранитообразования.

Литература

- Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 58, 1961.
- Барсболд Р. Стратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела Гобийской части Монгольской Народной Республики. Автореф. канд. дис. М., 1969.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Под ред. Ф. К. Шипулина. Гостэптехиздат, 1959.
- Ефремов И. А. Дорога ветров. Гобийские заметки. Трудрезервиздат, 1956.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии (К закономерностям строения геосинклинальных областей). Геотектоника, № 6, 1967.
- Иванов А. Х. Сравнительная геология трех окраинных районов Монголии (К обоснованию тектонического районирования страны). Тр. Бурятск. комплексн. н.-и. ин-та СО АН СССР, Сер. геол., вып. 7. Улан-Удэ, 1961.
- Иванов А. Х. Тектоника и основные черты геологического развития северо-востока Монголии. Сов. геология, № 5, 1961.
- Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. Изд-во АН СССР, 1957.
- Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. Изд-во «Недра», 1967.
- Мартинсон Г. Г. О сопоставлении мезозойских континентальных отложений Монголии с другими районами Азии. В кн. Материалы по геологии МНР. Изд-во «Недра», 1966.
- Чагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Чагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. Геотектоника, № 4, 1967.
- Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. Юрские отложения юго-восточного Хантая и прилегающих к нему районов Северного Гоби. Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. Изд-во «Недра», 1966.
- Солоненко В. П. О сейсмическом районировании территории МНР. Докл. АН СССР, т. 127, № 2, 1959.
- Флоренсов Н. А., Солоненко В. П. и др. Гоби-Алтайское землетрясение. Изд-во АН СССР, 1963.
- Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии. Сов. геология, № 12, 1966.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
29 июля 1969 г.

Советско-монгольская научно-исследовательская
геологическая экспедиция АН СССР и АН МНР

УДК 551.24(574.3)

Е. П. УСПЕНСКИЙ

**ПАЛЕОЗОЙСКОЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЧИНГИЗА
И ВОПРОС О ВОЗРАСТЕ ЕГО СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР**

Наиболее важная особенность тектонического развития Чингиза в палеозое подчеркивается бициклическим характером этого процесса, находящим выражение в повторяемости таких явлений, как главная складчатость, частная инверсия, синорогенный магматизм и др. В каледонском и герцинском циклах выделяются три стадии: стадия начального погружения, стадия замыкания прогибов и стадия горообразования. Закономерности палеозойского тектонического развития Чингиза определяются также миграцией зон погружения, проявлений интрузивного и эффузивного магматизма, образования полной складчатости и разрывов от его центральных частей к периферии. Автор считает единственно правильным отнесение Чингиза к системе герцинид востока Центрального Казахстана, в составе которой он представляет геантиклинальный элемент, тесно связанный с Джунгаро-Балхашской геосинклиналью общностью путей герцинского развития.

На востоке Центрального Казахстана, в пределах хр. Чингиз, представляющего осевую часть Иртыш-Балхашского водораздела, располагается ряд антиклинориев и синклинориев, вытянутых в северо-западном направлении и сложенных толщами верхнего докембрия, нижнего и среднего палеозоя. Н. Г. Маркова (1948) выделила здесь сменяющие друг друга с юго-запада на северо-восток Акбастауский антиклинорий, Абралинский синклинорий, Чингизский антиклинорий, Чунайский синклинорий и Аркалыкский антиклинорий (рис. 1). Эти антиклинории и синклинории, разграниченные разломами глубинного типа, в юго-восточном направлении по простиранию сменяются поднятием Тарбагатайского хребта, вместе с которым могут рассматриваться в качестве единого Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, являющегося одним из крупнейших структурных элементов палеозойского массива Центрального Казахстана. Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий сопряжен с обширными впадинами, выполненными отложениями верхнего палеозоя и относящимися к Иртыш-Зайсанской (на северо-востоке) и Джунгаро-Балхашской (на юго-западе) областям герцинской (варисийской) складчатости.

Взгляды разных исследователей на тектонику Центрального Казахстана до сих пор, как известно, во многом не совпадают. Наиболее расходятся представления о возрасте и характере складчатых сооружений Чингиза. В работах А. А. Богданова (1959, 1965) и Н. С. Шатского (1938) восточная часть Центрального Казахстана, включая Чингиз, относится к области герцинской складчатости. Аналогичного мнения придерживается и М. В. Муратов (1967), рассматривающий Чингиз в составе Восточно-Казахстанской системы герцинид. Однако начиная с 1956 г., после опубликования работы Б. И. Борсука (1956), в литературе стала утверждаться точка зрения о принадлежности Чингиза к каледонидам. Подобная точка зрения была поддержана В. Ф. Беспаловым (1964), Р. А. Борукаевым (Борукаев, Бандалетов, Быкова и др., 1962), Н. Г. Марковой (1964), Н. А. Севрюгиным (1959), Е. Д. Шлыгиным

(Шлыгин, Шлыгин, 1964) и нашла отражение на недавно вышедшей в свет тектонической карте Евразии.

В течение 1959—1964 гг. экспедициями Московского геологоразведочного института, Московского государственного университета и Центрально-Казахстанского геологического управления в районе северо-западного окончания Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория были выполнены детальные геологические исследования, в которых автор принимал постоянное участие. В результате наблюдений получен ряд новых данных, располагая которыми можно наметить принципиальные черты

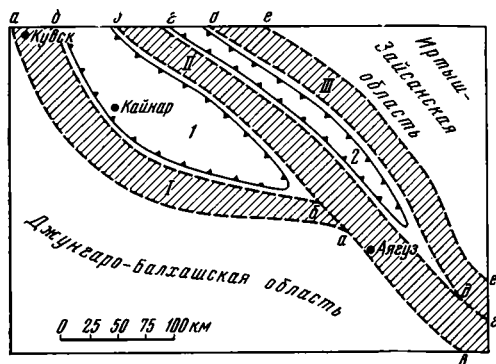


Рис. 1. Схема основных структурных элементов северо-западной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория (по Н. Г. Марковой с дополнениями)

Антиклинории: I — Акбастауский, II — Чингизский, III — Аркалыкский; синклинии: I — Абралинский, II — Чунайский; глубинные разломы: а-а — Керегежальский, б-б — Акбастауский, в-в — Западно-Чингизский; г-г — Восточно-Чингизский; д-д — Аркалыкский; е-е — Калба-Чингизский

тектонического развития Чингиза в палеозое и оценить на этой основе существующие представления о возрасте складчатых сооружений этой области.

До начала палеозойской эры, в течение позднего докембрия, в Центральном Казахстане уже существовали геосинклинальные условия развития земной коры. С этим временем связано образование мощной (свыше 5 км) толщи пород (уртынджалский комплекс и его аналог — еременьтауская серия), представленной офиолитовой, яшмовой и терригенно-карбонатной формациями. Метаморфический комплекс верхнего докембрия выступает на Чингизе в ядрах антиклинорий и характеризуется сложной

складчатой структурой. Позднепротерозойский этап завершился на Чингизе байкальской (ассинтской) складчатостью, проявление которой доказывается региональным несогласием, разделяющим толщи нижнего кембрия и допалеозоя. Интенсивный базальтовый вулканизм, становление гипербазитовых интрузий и отсутствие сиалического плутонизма, сопровождающего складчатость, — характерные черты данного этапа.

Начальная стадия каледонского цикла тектонического развития Чингиза охватывает кембрий и ордовик. Она характеризуется господством морских условий осадконакопления и преобладанием нисходящих движений земной коры. На фоне интенсивных прогибаний в течение кембрия и нижнего ордовика (тремадокское и раннеаренигское время) образовалась спилито-кератофировая формация мощностью до 6—8 км, широко распространенная в Чингизском и Аркалыкском антиклинориях. Времени накопления спилито-кератофировой формации отвечает грандиозный базальтовый вулканизм, проявление которого было связано в известной мере с заложением Западно- и Восточно-Чингизского глубинных разломов. В среднем ордовике формировалась осадочная терригенная толща (терригенный флиш) мощностью до 3—4 км.

Развивавшийся в кембрии, нижнем и среднем ордовике эвгеосинклинальный прогиб был неоднородным. Внутри него возникали локальные поднятия, которые в эпоху накопления флишевой формации имели характер вытянутых в северо-западном направлении узких кордильер. В кембрии — среднем ордовике в пределах юго-западного склона Чингиза, по-видимому, существовало обширное устойчивое поднятие, так как здесь из палеозойского разреза выпадают спилито-кератофировая и флишевая формации (хр. Акчатау, горы Токай и др.).

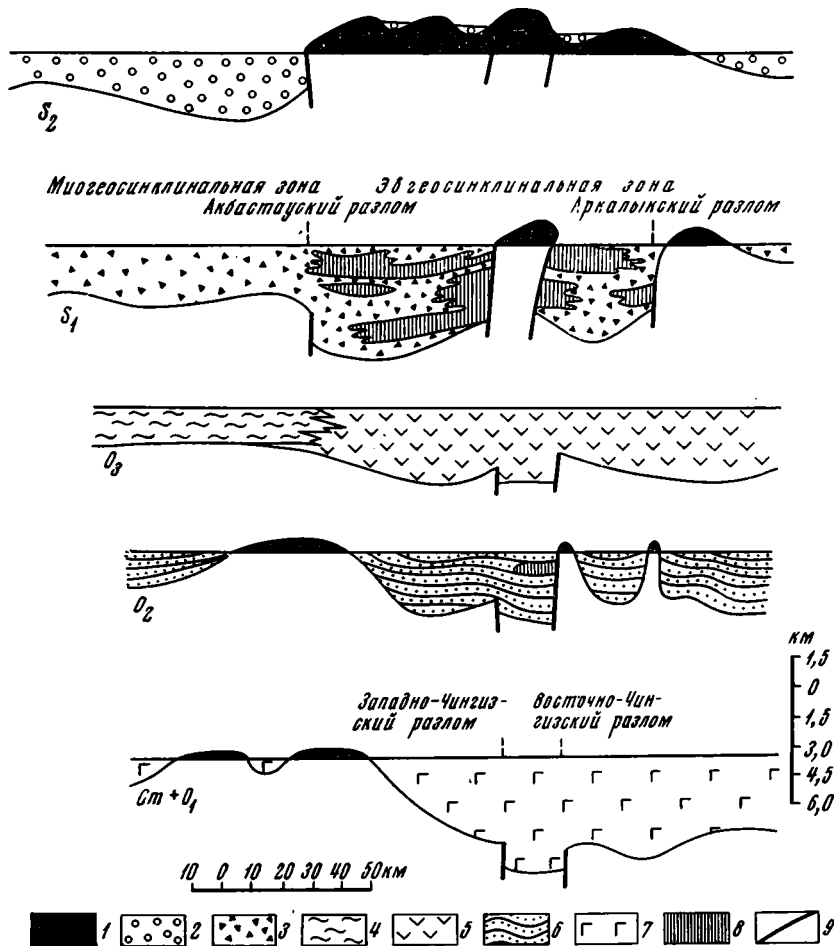


Рис. 2. Схема развития каледонских тектонических движений и осадконакопления в области хребта Чингиз

1 — поднятия; 2 — молаассовая формация (верхний силур); 3 — грауваквовая формация (нижний силур); 4 — терригенно-яшмовая формация (верхний ордовик); 5 — андезито-базальтовая формация (верхний ордовик); 6 — флишевая формация (средний ордовик); 7 — спилито-кератофировая формация (кембрий — нижний ордовик); 8 — вулканогенные фации; 9 — разломы, с которыми связано изменение фаций, мощности или характера залегания отложений

В верхнем ордовике произошло расширение области геосинклинальных погружений к юго-западу, проявился вулканизм, особенно интенсивный в осевой полосе Чингиза (рис. 2). В течение верхнего ордовика образовалась андезито-базальтовая формация мощностью до 3,5—4 км, представленная диабазовыми, базальтовыми и андезитовыми порфиридами с прослоями и линзами песчаников, яшм, конгломератов, известняков. Вулканогенные породы формации принадлежат к нормальному известково-щелочному ряду дифференциации. Позднеордовикский обширный вулканический трог в районах, сопредельных с Джунгаро-Балхашской областью, обрамлялся многосинклинальной зоной, где накапливалась терригенно-яшмовая формация (рис. 2). Эта формация сложена яшмами, кремнистыми алевролитами, песчаниками, известняками (в виде линз) общей мощностью до 2700 м. Раннекаледонское геосинклинальное развитие Чингиза характеризуется проявлением общих поднятий обла-

сти и вызванных ими кратковременных регрессий. С поднятиями ассоциировались фазы складкообразования. Из складчатостей ранних фаз каледонского цикла лучше других изучена предсилурийская складчатость, проявившаяся в целом слабо. Миогеосинклинальная зона юго-западного склона Чингиза вообще не была затронута этой складчатостью (силурийские отложения здесь согласно залегают на ордовикских).

Особенности тектонического развития Чингиза в нижнем силуре подчеркиваются новообразованием и разрастанием внутренних поднятий и постепенным замыканием прогибов. В пределах осевой полосы Чингиза, ограниченной разломами, а также на месте Аркалыкского хребта поднятия зародились уже в начале лландовери. Разрастаясь в дальнейшем, они поставляли огромное количество обломочного материала в сопредельные зоны погружения, где накапливалась граувакковая формация (лландовери — венлок), мощность которой в геологических разрезах достигает 6—7 км (Великовская, 1966).

Обособившаяся с верхнего ордовика миогеосинклинальная зона юго-западного склона хр. Чингиз в течение нижнего силура была относительно приподнятой. Следы раннесилурийского андезито-базальтового вулканизма, довольно мощного в центральных и северо-восточных частях Чингиза, в пределах этой зоны отсутствуют. В конце нижнего силура на фоне все большего нарастания поднятий, отражающего инверсию тектонических условий, проявилась главная складчатость каледонского цикла. Область распространения этой складчатости на юго-западе резко ограничена Акбастауским разломом, возникшим в начале лландовери. Складчатость не затронула расположенную южнее Акбастауского разлома миогеосинклинальную зону юго-западного склона хр. Чингиз. В остальных районах Чингиза складчатость главной каледонской фазы вызвала интенсивное смятие накопленных толщ.

В верхнем силуре Чингиз вступил в новую стадию своего каледонского развития, знаменующую горообразованием, которому предшествовало становление комплекса синорогенных («синтектонических») гранодиоритовых интрузий. Последние в главной своей массе были внедрены в начале верхнего силура в пределах центральных частей воздымавшихся зон (зоны Абралинского и Чунайского синклинориев). Сложные крупные массивы верхнесилурийских гранитоидов располагаются в виде поясов, приуроченных к антиклинальным зонам. Каледонским горообразованием была охвачена вся область Чингиза, расположенная северо-восточнее Акбастауского разлома. Интенсивность горообразования снижалась в частях, прилежащих к Иртыш-Зайсанской области, где существовали обширные бассейны аккумуляции. Миогеосинклинальная зона юго-западного склона хр. Чингиз в верхнем силуре продолжала погружаться. Она представляла собой предгорный прогиб, в пределах которого еще в существенно морских условиях накапливалась красноцветная обломочная моласса мощностью до 3500 м, сильно грубеющая к северо-востоку.

В конце верхнего силура в результате общего поднятия области регрессия достигла максимума. В это время произошло энергичное взламывание земной коры, подчеркивающееся заложением ряда разломов северо-западного простирания в различных частях Чингиза. Где-то на рубеже силура и девона воздымание области прекратилось, а возникшие до этого горные хребты подверглись полному разрушению.

В Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской областях морские отложения силура, как известно, без признаков несогласия перекрыты девонской осадочной серией (Афоничев, 1960; Маркова, 1964; Севрюгин, 1959). Отсутствие моласс и слабое проявление каледонской складчатости, следы которой, например, при переходе от Чингиза к Северному Прибалхашью теряются уже в пределах пограничных структур, свидетельствуют о незавершенности каледонского цикла развития этих областей, чем определяется их принципиальное отличие от Чингиза.

Герцинский цикл тектонического развития Чингиза начался на рубеже силура и девона. Для его начальной стадии, охватывающей средний палеозой, включая турне, характерно отчетливое расчленение рассматриваемой области на три тектонические зоны: зону северо-восточного склона хр. Чингиз, зону раннегерцинских поднятий и зону раннегерцинских прогибов (рис. 3, 4). Начальная стадия герцинского цикла открывается общим погружением земной коры в континентальных условиях и накоплением порфировой формации, включающей отложения нижнего девона и эйфеля мощностью около 5 км.

В нижнем девоне интенсивное погружение испытали все зоны. Мощность распространенного в их пределах нижедевонского вулканогенно-осадочного комплекса достигает 2700—3500 м (Успенский, 1965; Журавлев, 1966). В зависимости от предыстории развития герцинских зон Чингиза наблюдаются различные взаимоотношения нижедевонских толщ с подстилающими. Так, в зоне раннегерцинских прогибов, наследующей положение позднесилурийского молассового бассейна, нижедевонские образования связаны с отложениями лудлова постепенным переходом, а в зоне раннегерцинских поднятий с резким несогласием перекрывают дислоцированные толщии силура и ордовика. Несогласное залегание девона на более древних толщах характеризует также и зону северо-восточного склона Чингиза (Северюгин, 1959; Борукаев, Байдалетов, Быкова и др., 1962). Индивидуальный план развития каждой зоны в нижнем девоне подчеркивается различиями состава нижней части порфировой формации, которая в зоне раннегерцинских поднятий представлена покровами андезитовых и дацитовых порфиритов, а в периферических зонах Чингиза — лавами базальтового, андезитового, дацитового состава, а также кремнистыми туффитами, песчаниками, известняками. Эффузивные породы нижнего девона близки по составу к нормальному известково-щелочному ряду. Раннедевонская эпоха завершилась общим поднятием области, наиболее значительным в центральных частях Чингиза, где глыбовые движения вызвали смятие нижедевонской толщи в брахискладки северо-западного простирания. В других зонах преэйфельская складчатость проявилась слабо.

С эйфельским временем связаны бурный вулканизм и накопление эффузивного комплекса мощностью 2200—3000 м. Главные центры эйфельского вулканизма располагались в зоне раннегерцинских поднятий, где среди вулканических продуктов преимущественно липаритового и трахилипаритового состава, обладающих несколько повышенной щелочностью, широко развиты лавы, лавовые и вулканические брекчии, туфы, туфолавы и игнимбриты. В зонах раннегерцинских прогибов и северо-восточного склона Чингиза вулканизм имел иной характер. Здесь преимущественно отлагались слоистые туфы и туффыты кислого состава.

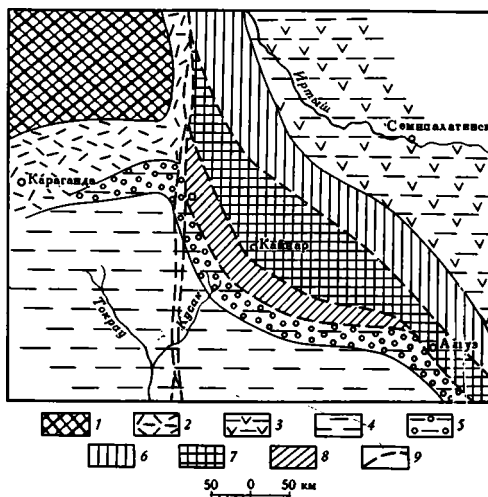


Рис. 3. Тектоническое расчленение области хребта Чингиз в среднем палеозое (девонско-турнейское время)

1 — область каледонской складчатости Центрального Казахстана (срединный массив); 2—8 — система герциний восточной части Центрального Казахстана: 2 — краевой девонский вулканический пояс, 3 — Иртыш-Зайсанская эвгеосинклиналь, 4 — Джунгаро-Балхашская миогеосинклиналь, 5 — краевая зона Джунгаро-Балхашской миогеосинклинали, 6—8 — Чингизская геоантиклиналь; 6 — зона северо-восточного склона Чингиза, 7 — зона раннегерцинских поднятий, 8 — зона раннегерцинских прогибов; 9 — глубинные разломы

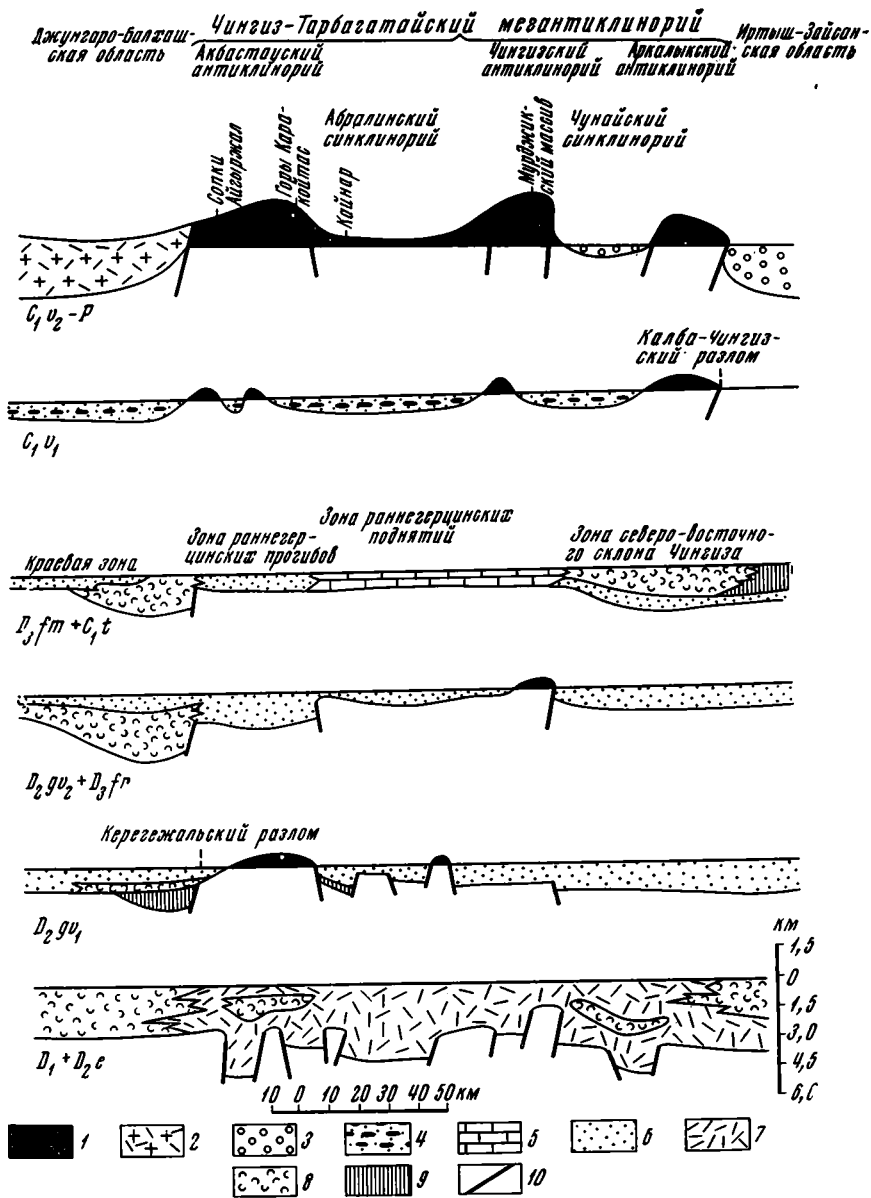


Рис. 4. Схема развития герцинских тектонических движений и осадконакопления в области хр. Чингиз

1 — поднятия; 2 — формация субсеквентных вулканитов (среднее вize — пермь); 3 — молассовая формация (среднее вize — пермь); 4 — угленосная терригенная формация (нижнее вize); 5 — известняковая формация (Фамен — турне); 6 — автохтонная терригенная формация (живетский — турнейский ярусы); 7 — порфировая формация (нижний девон — эйфель); 8 — вулканогенно-осадочные фации; 9 — вулканогенные фации; 10 — разломы, с которыми связано изменение фаций, мощности или характера залегания отложений

Следует подчеркнуть, что образование порфировой формации связано именно с началом нового (герцинского) цикла осадконакопления, поскольку эта формация сменяет в разрезе молассовую и накапливается как на месте межгорных прогибов, так и на месте горных хребтов, существовавших только в позднем силуре. Каледонский орогенез к девону закончился, о чем свидетельствует не только характер залегания порфировой формации, но и полное отсутствие в ее составе продуктов разрушения подстилающих толщ, исключая, конечно, базальные конгломе-

раты. Нижнедевонские и эйфельские отложения как вверх по разрезу, так и по простиранию сменяются исключительно морскими осадками. Таким образом, представления некоторых исследователей, относящих порфиоровую формацию Чингиза к классу орогенных формаций, выглядят совершенно искусственными. Распространение порфировой формации в Центральном Казахстане показывает, что она приурочена в основном к областям, частично затронутым каледонской складчатостью, но не утратившим при этом своей подвижности, т. е. к областям, испытывавшим при переходе в герцинский цикл определенную регенерацию (Чингиз, краевой вулканический пояс).

В конце эйфельского — начале живетского времени произошли поднятия, сопровождавшиеся заложением новых крупных разломов. Поднятия охватили зону раннегерцинских прогибов, вдоль юго-западной периферии которой возник Керегежальский глубинный разлом.

На живетский и франкий века приходится новая волна погружений, охватывающая всю рассматриваемую область. С этим временем связано накопление в морских условиях автохтонной терригенной формации изменчивой мощности (700—4000 м), представленной зеленоцветными песчаниками и алевролитами с линзами известняков. Автохтонное происхождение обломочного материала формации определяется размывом местных поднятий. Общий ход событий и развития движений на данном отрезке времени имел следующую направленность. Первая половина живетского века ознаменовалась постепенным затуханием вулканизма и нарастанием трансгрессии. В таких условиях накапливалась нижеживетская толща, заполнившая прогибы, сопряженные с островными поднятиями (Кац, Мартынова, Успенский и др., 1964). Вулканические центры раннеживетского времени группировались главным образом вдоль Керегежальского разлома, где происходили мощные излияния андезито-базальтов. В центральных частях Чингиза вулканизм проявился слабо и локально (рис. 4). В позднеживетское — франское время произошло дальнейшее развитие трансгрессии. Максимальное погружение испытали периферические зоны Чингиза, где мощность накопившейся терригенной осадочной серии достигает 1500—2000 м. Амплитуда прогибания зоны раннегерцинских поднятий была значительно меньшей. Мощность осадков того же возраста здесь сокращена до 300—200 м. Таким образом, эта зона в конце раннеживетского времени отчетливо обособилась в виде геоантиклинали. В конце франского века область хр. Чингиз претерпела общее воздымание. Интенсивное поднятие и глубокий префаменский размыв обнаруживаются в осевой полосе Чингиза (Чингизский антиклинорий) и в некоторых северо-восточных районах. В зоне раннегерцинских прогибов подобные явления выражены слабо.

Фаменское и турнейское развитие Чингиза проходило под знаком максимума трансгрессии и уменьшения роли дифференциальных движений. В это время отличия тектонических зон имели следующий характер. В зоне раннегерцинских поднятий накопилась известняковая формация геоантиклинального облика мощностью 400—500 м, сложенная органогенно-обломочными, кремнистыми и глинистыми известняками. В зоне раннегерцинских прогибов отлагались терригенно-карбонатные осадки мощностью не более 400—600 м. Зона северо-восточного склона хр. Чингиз в фамене по условиям осадконакопления была очень близка к зоне раннегерцинских прогибов. В турнейское же время она, за исключением своей северо-западной части (северо-западнее р. Ащису), развивалась иначе: здесь образовался прогиб, заполнявшийся терригенными, карбонатными, кремнистыми и вулканогенно-осадочными отложениями мощностью 1400—2000 м. Общее распределение фаций фаменско-турнейских осадков показывает, что участки абсолютного поднятия и размыва размещались главным образом в пределах Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской областей, откуда и поступал обломочный материал.

С ранневизейским временем связано радикальное изменение тектонических условий. В течение нижнего визе в пределах всего Чингиза на фоне регионального выравнивания фациальных обстановок накапливалась угленосная терригенная формация видимой мощностью 200—350 м¹. Эта формация с размывом залегает на породах турне. Прибрежно-морской тип фаций и угленосность отложений свидетельствуют о том, что в нижнем визе происходило зарождение и разрастание поднятий, совпадающее с началом общей регрессии. Таким образом, к ранневизейскому времени относится новая стадия тектонического развития области, которой соответствует замыкание прогибов. Эта своеобразная стадия завершилась общим воздыманием территории и расчленением ее на ряд крупных поднятий и прогибов, которым отвечают основные элементы герцинской тектонической структуры Чингиза — антиклинории и синклинории. Визейские движения сильно усложнили тектонический план области и вызвали заложение новых и обновление старых разломов. Зоны раннегерцинских поднятий и северо-восточного склона хр. Чингиз утратили свою тектоническую однородность (рис. 4). В результате мощных конструктивных движений в конце нижнего визе имела место судетская (саурская) фаза складкообразования — главная фаза герцинского цикла. Она проявилась на площади неравномерно, вызвав значительное смятие палеозойских толщ в Акбастауском антиклинории, в Чунайском синклинории и частично на крыльях Аркалыкского и Чингизского антиклинориев, где развита линейная складчатость. В других частях мегантиклинория возникли глыбовые брахискладки (Асатуллаев, Беляков, Дорохов и др., 1965). Нетрудно заметить, что к рассматриваемой стадии герцинского цикла приурочена частная инверсия. Последняя отражается новообразованием таких поднятий и прогибов, как Акбастауский и Аркалыкский антиклинории (возникли на месте зон прогибания) и Абралинский синклинорий (возник на месте поднятия), представляющих собой обращенные структурные формы². В конце нижнего визе в уже дислоцированные толщи среднего палеозоя внедрили синорогенные интрузии гранодиоритов саурского комплекса.

После событий ранневизейского времени наступила новая стадия герцинского развития Чингиза — стадия горообразования, главными чертами которой являются преобладание поднятий и формирование горного рельефа. Воздымание Чингиза в виде горной страны, начавшееся в середине визейского века, продолжалось, по-видимому, до конца палеозоя. Этот процесс сопровождался разрушением горных сооружений и накоплением в смежных прогибах обломочной молассы (верхнепалеозойские отложения юго-западной окраины Иртыш-Зайсанской области). В течение верхнего палеозоя произошло внедрение посторогенных гранитных интрузий каменноугольного и пермского возраста, в пределах Чингиза немногочисленных и тесно связанных с разломами. Верхнепалеозойское развитие Чингиза завершилось превращением его в конце перми — начале триаса одновременно со всеми другими областями Центрального Казахстана в эпигерцинскую платформу.

Герцинское развитие Джунгаро-Балхашской области, определенные черты которого нашли отражение в работах В. Ф. Беспалова (1954), П. А. Ренгартена (1958), Н. А. Афоничева (1960) и других исследователей, кратко может быть охарактеризовано следующим образом. В нижнем девоне и эйфеле центральная часть области представляла собой обширный прогиб, заполнявшийся морскими терригенными осадками. Обломочный материал поступал из области Чингиза, севера и запада Центрального Казахстана, приподнятых над уровнем моря. Мощность накоп-

¹ Палеозойские отложения моложе нижнего визе на Чингизе отсутствуют.

² Признаки проявления частной инверсии на Чингизе ранее отмечали М. В. Гзовский (1948), А. А. Богданов, Ю. А. Зайцев, О. А. Мазарович и др. (1963).

ленной за это время аллохтонной терригенной формации достигает 2000 м. В течение живетского, франского, фаменского и турнейского веков сохранялись морские условия осадконакопления. За это время образовалась автохтонная терригенная формация. Разрез ее обычно прерывист, а мощность весьма изменчива (2000—5500 м). В фаменском и турнейском веках слабо проявился вулканизм, обусловивший локальное накопление туфов среднего и кислого составов, туффигов, туфогенных песчаников.

Внешняя часть Джунгаро-Балхашской области, прилегающая к Чингизу, в течение девона и турне развивалась как обособленная краевая зона (рис. 3, 4). В нижнем девоне и эйфеле здесь накапливались вулканогенно-осадочные отложения в фациях, переходных от порфировой формации Чингиза к аллохтонной терригенной формации центральной части Джунгаро-Балхашской области. В живетско-турнейское время, после заложения Керегежальского разлома, краевая зона испытала глубокое прогибание. Прогиб заполнился согласной серией вулканогенно-осадочных пород мощностью до 5500 м.

В нижневизейское время Джунгаро-Балхашская область по условиям развития была очень близка к Чингизу. Здесь также накапливалась угленосная терригенная формация мощностью 200—800 м, местами обогащенная продуктами вулканизма, в своем образовании связанная с нарастанием поднятий и общей регрессией. В конце нижнего визе Джунгаро-Балхашская область испытала воздымание, сопровождавшееся мощным складкообразованием (судетская фаза). Среднепалеозойские толщи были смяты преимущественно в линейные складки, ориентированные во внешней части Джунгаро-Балхашской области параллельно простиранию структур Чингиза и краевого девонского вулканического пояса, выделенного А. А. Богдановым (1959).

Начиная со среднего визе, Джунгаро-Балхашская область вступила на путь орогенного развития, характеризующегося чертами, отражающими обстановку постепенной ликвидации геосинклинального состояния. В верхнем палеозое эта область, за исключением некоторых частей, представляла собой приподнятое над уровнем моря нагорье, в пределах которого на фоне общих колебаний земной коры и дифференцированных глыбовых движений образовалась формация субсеквентных вулканитов (вулканоплутоническая ассоциация) мощностью 2000—6000 м.¹ Несогласие, отделяющее эту полого залегающую формацию от раннегерцинского структурного этажа с присущими ему элементами альпинотипной тектоники, имеет региональный характер.

Развитие верхнепалеозойского магматизма находилось в тесной связи с колебательными движениями. Каждому циклу последних, отражающему смену во времени погружения поднятием, было подчинено формирование определенного эффузивного (и интрузивного) комплекса. Такие движения выражены несогласиями, разделяющими каркаралинскую (среднее визе — намюр), калмакэмельскую (намюр — средний карбон), керегетасскую (средний — верхний карбон) и архарлинскую (верхний карбон — нижняя пермь) свиты, представляющие собой эффузивные комплексы, достаточно обособленные по химизму и строению. Более общие закономерности развития эффузивных процессов верхнего палеозоя определяются, по данным В. Г. Тихомирова (1966), последовательным излиянием андезито-базальтовых, дацитовых, липаритовых и трахилипаритовых лав, т. е. постепенным раскислением магматических расплавов с некоторым увеличением щелочности по мере стабилизации страны. Интрузивный процесс протекал под знаком той же направлен-

¹ Верхнепалеозойский вулканизм Джунгаро-Балхашской провинции обладает типичными чертами субсеквентного вулканизма, выделяемого Г. Штилле (1964). На это впервые обратил внимание А. А. Богданов (1965).

ности изменения химического состава магмы. Эффузивные циклы верхнепалеозоя завершались становлением в обстановке поднятия комплексов гранитоидных интрузий, петрохимически родственных непосредственно предшествующим вулканитам. Среди интрузий можно выделить синорогенный и посторогенный типы (Успенский, 1965₂; Перекалина, 1966). К синорогенному типу относится балхашский нижнекаменноугольный гранодиоритовый комплекс, распространенный по окраинам крупных впадин. Состав его пород отражает явления гибридизма. К посторогенному типу принадлежат гранитоидные интрузии топарского (средний карбон), калдырминского (верхний карбон), — джаксытагалинского и акчатауского (пермь) комплексов. Посторогенные интрузии не обнаруживают подчиненности элементам складчатой структуры. В процессе внедрения они были теснейшим образом связаны с разломами (Бохтинский, Кентский, Темиршинский, Кызылашинский массивы и др.). Широко распространены трещинные интрузии. Геофизическими исследованиями устанавливаются штоко- и лакколитообразная формы крупных гранитных тел. Общим признаком верхнепалеозойских интрузий является отсутствие либо слабое проявление линейных и плоскостных текстур течения. Системы первичных трещин отдельности всегда выражены полно и четко. Все особенности прототектоники и структурного положения верхнепалеозойских интрузий (в том числе на Чингизе) свидетельствуют об их становлении в условиях нарастающей консолидации земной коры.

В районе оз. Балхаш (Балхашский антиклинорий, Саяк) в верхнем палеозое сохранялись морские условия осадкообразования. Здесь накапливалась молассовая формация.

Иртыш-Зайсанская область в герцинском цикле развивалась несколько иначе, о чем можно судить по данным М. В. Муратова и В. И. Славина (1953), В. П. Нехорошева (1944), Н. А. Севрюгина (1959), Д. И. Горжевского и П. Ф. Иванкина (1960) и др. В девоне эта область расчленилась на ряд поднятий и прогибов. В прогибах накапливались мощные терригенные толщи, а на поднятиях — терригенно-карбонатные отложения (Чарское поднятие). В начале карбона (турне — визе) погружение области усилилось, широко проявился подводный вулканизм. Суммарная мощность накопленных за это время толщ эвгеосинклинали облика составляет 6000—7000 м (Севрюгин, 1959). В верхнем палеозое формировались отложения, представленные косослоистыми песчаниками и конгломератами, включающими горизонты углистых и кремнистых сланцев, прослой углей и туфогенных пород общей мощностью до 5000 м. Ряд признаков сближает эту серию пород с малассовым комплексом (Муратов, 1963). В конце перми — начале триаса в отдельных районах проявился посторогенный вулканизм, обусловивший образование семейтауского эффузивного комплекса (Севрюгин, 1959). Завершающие акты образования полной складчатости на юго-западной окраине Иртыш-Зайсанской области связаны с судетской фазой. Они фиксируются резко несогласным налеганием молассового комплекса на толщи девона и турне. Верхнепалеозойские отложения здесь смяты слабо, образуют серию плоских наложенных мульд. В центральной, наиболее прогнутой части области, где отмеченное несогласие проявлено слабее, интенсивные дислокации были и в верхнем палеозое. В позднепалеозойскую эпоху произошло внедрение габбро — плагиогранитов змеиногорского и гранитоидов калбинского комплексов.

Рассматривая теперь каледонское и герцинское развитие Чингиза в целом на фоне развития сопредельных областей, следует подчеркнуть некоторые закономерности этого процесса. Палеозойские формации Чингиза разделяются на два ряда, соответствующие каледонскому и герцинскому циклам осадконакопления и развития тектонических движений. Каждый из этих рядов венчается формациями молассового комплекса. Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской областям отвечает единый

ряд палеозойских формаций, в котором отсутствует моласса каледонского возраста. Особенности строения формационных рядов Чингиза позволяют наметить главные стадии его каледонского и герцинского развития. В каждом цикле выделяются: стадия начального погружения (кембрий — ордовик в каледонском цикле и девон — турне в герцинском цикле), стадия замыкания прогибов (нижний силур в каледонском цикле и нижнее визе в герцинском цикле) и стадия горообразования (верхний силур в каледонском цикле и среднее визе — пермь в герцинском цикле). Таким образом, наиболее важная особенность тектонического развития Чингиза в палеозое подчеркивается бициклическим характером этого процесса, находящим выражение, кроме того, и в повторяемости таких явлений, как главная складчатость, частная инверсия и синорогенный магматизм. Герцинский цикл тектонического развития Чингиза не был копией каледонского. С точки зрения общего развития эффузивного магматизма, а также в свете эволюции формаций он не столько повторяет, сколько продолжает каледонский цикл. Последнее связано с общей направленностью тектонического процесса, всегда отчетливой для крупнейших отрезков геологического времени. Герцинский цикл отличается также от каледонского цикла определенной редуцированностью начальной стадии, небольшой продолжительностью эпохи замыкания прогибов и значительной растянутостью стадии горообразования. Закономерности палеозойского тектонического развития Чингиза подчеркиваются, кроме того, миграцией зон максимального погружения, проявлений интрузивного и эффузивного магматизма, образования полной складчатости и разрывов от его центральных частей к периферии. Смещение зон погружения в начале герцинского цикла (девон — турне) отражает в сущности формирование геоантиклинали (рис. 4).

Результаты проведенных исследований позволяют утверждать принадлежность Чингиза к области герцинид востока Центрального Казахстана. Решающим для такого вывода обстоятельством является одновременное вступление Чингиза и Джунгаро-Балхашской области в эпоху замыкания прогибов (начало визе) и в стадию горообразования (начало среднего визе). О том же свидетельствует проявление в пределах Чингиза судетской складчатости, частной инверсии и синорогенных герцинских интрузий. Существует и еще ряд признаков герцинского возраста складчатых сооружений Чингиза, принципиально отличающих его, по А. А. Богданову (1959, 1965), от каледонской области Центрального Казахстана: распространение линейной складчатости в девонских и каменноугольных свитах; наличие резкой структурно-фациальной зональности, которой подчинены как ниже-, так и среднепалеозойские отложения; единство структурного плана каледонского и герцинского складчатых комплексов и др.

Джунгаро-Балхашская и Иртыш-Зайсанская области, в противоположность Чингизу, характеризуются незавершенным каледонским развитием, что подчеркивается отсутствием моласс, слабым выражением каледонской складчатости и интрузивного магматизма. Их каледонское и герцинское развитие представляет направленный процесс, протекавший в рамках единого палеозойского цикла (моноциклическое унаследованное развитие). При сравнении Джунгаро-Балхашской области с Чингизом устанавливается несомненная общность путей их герцинского развития, о чем можно судить как по распространению отдельных формаций (живетско-франского и нижневизейского возраста), так и по одновременности смены на их площадях главных стадий герцинского цикла. Иртыш-Зайсанская область, в целом сходная с Джунгаро-Балхашской провинцией, отличается от последней по типу герцинского развития: в стадию горообразования она представляла собой остаточный прогиб, постепенно замыкавшийся на фоне миграции тектонических фаз от его окраин к центру.

Литература

- Асатуллаев Н. Р., Беляков Л. В., Дорохов И. Л. и др. О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья (Центральный Казахстан). Сов. геология, № 4, 1965.
- Афоничев Н. А. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии. В кн. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана», Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960.
- Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1, изд-во АН СССР, 1954.
- Беспалов В. Ф. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 34, вып. 1, 1959.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня (статьи 1 и 2). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5—6, 1965.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А. и др. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV. Геология, № 5, 1963.
- Борсук Б. И. Основные черты структурного плана Центрального Казахстана. В сб. «Материалы Всес. геол. ин-та». Нов. сер., вып. 19, 1956.
- Борукаев Р. А., Байдалетов С. М., Быкова М. С. и др. Геология Чингизской геоантиклинорной зоны. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 5, 1962.
- Великовская Э. М. Особенности строения силурийских отложений Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV. Геология, № 1, 1966.
- Гзовский М. В. Некоторые особенности колебательных движений в геосинклиналях Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1948.
- Горжевский Д. И., Иवानкин П. Ф. Геотектоническая позиция Рудного Алтая и Калбы по геолого-геофизическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1960.
- Журавлев Б. Я. Вулканогенный девон юго-западного склона Чингизского мегантиклинория. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV. Геология, № 3, 1966.
- Кац Я. Г., Мартынова М. В., Успенский Е. П. и др. Живетские и верхнедевонские отложения западных окраин Чингиза. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 4, 1964.
- Маркова Н. Г. Тектоника Чингизской зоны Северо-Восточного Казахстана. В кн. «Тектоника СССР», т. 1. Изд-во АН СССР, 1948.
- Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 4, 1967.
- Муратов М. В., Славин В. И. Краткий геологический очерк Калбы. В сб. «Очерки по геологии Сибири», вып. 16, Изд-во АН СССР, 1953.
- Нехорошев В. П. Саурская (визейская) тектоническая и интрузивная фаза и верхнего карбона в юго-западном Алтае и на соседних территориях. Сов. геология, сб. 2, 1944.
- Перекалина Т. В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Изд-во Ленингр. ун-та, 1966.
- Ренгартен П. А. Герцинские структурно-фациальные зоны Восточного Прибалхашья. Сов. геология, № 4, 1958.
- Севрюгин Н. А. Геологическое строение Присемипалатинского района. Сов. геология, № 8, 1959.
- Тихомиров В. Г. Структурно-фациальная зональность и магматизм палеозоя юго-западного склона Чингизского мегантиклинория и смежных территорий Балхашского мегасинклинория. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1966.
- Успенский Е. П. Стратиграфия нижне- и среднедевонских континентальных отложений юго-западного склона хр. Чингиз (Центральный Казахстан). Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 3, 1965.
- Успенский Е. П. Структура Акбастауского антиклинория и история его тектонического развития в среднем и верхнем палеозое (Центральный Казахстан). Автореф. дис., М., 1965.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5—6, 1938.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Штилле Г. Субсквентный магматизм. В кн. «Избранные труды», Изд-во «Мир», 1964.

Московский
геологоразведочный институт

Статья поступила
6 апреля 1968 г.

УДК 551.24(234.851)

Е. С. ГУТКИН, О. В. ПОСАШЕВ, В. М. РЫБАЛКА, В. И. СТАВРАТИ
ТЕКТОНИКА СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО БОКСИТОВОГО БАССЕЙНА
ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Приведены новые данные по тектонике Североуральского бокситового бассейна, полученные в результате сейсморазведочных, гравиметрических и магнитометрических исследований. Пройдены три широтных профиля и один меридиональный. Выделены три структурных этажа: 1) девонских карбонатных осадков; 2) силурийских осадочных, осадочно-пирокластических и эффузивных пород и 3) ордовикско-кембрийских отложений. Все тектонические нарушения в районе разделены на три группы: 1) досилурийские, 2) силурийские и 3) постсилурийские (герцинские). Установлены особенности строения выделяемых в пределах рассматриваемой площади структурно-тектонических зон и оценены перспективы дальнейших поисково-разведочных работ на бокситы.

Район известных бокситовых месторождений на восточном склоне Северного Урала привлекает внимание на протяжении более 35 лет, со времени открытия здесь в 1931 г. месторождения Красная Шапочка. Сведения о строении района приведены в работах Н. А. Каржавина (1942), А. В. Пейве (1947), С. М. Андропова (1961), Е. С. Гуткина, Ю. М. Родченко (1965, 1966) и некоторых других авторов.

Наиболее полно вопросы тектоники интересующего нас района рассмотрены в монографии А. В. Пейве (1947). Многие выводы этого исследователя оказались правильными и имеют принципиально важное значение и в настоящее время. Отдельные положения, выдвинутые в свое время А. В. Пейве, не нашли подтверждения в дальнейшем. Это относится, главным образом, к вопросам рудообразования и стратиграфии, т. е. к тем вопросам, которые для А. В. Пейве не были главными и решение которых не входило в задачу его исследований. А. В. Пейве (1947) выделил на восточном склоне Северного Урала три структурно-фациальные зоны: Кумбинскую на западе, Турьинскую на востоке и Петропавловскую в центральной части района. Он считал, что первые две зоны следует считать прогибами, а Петропавловскую зону — поднятием. Палеозойский комплекс пород, наклоненный к востоку под углом 25—35°, представлен интрузивными, эффузивными и осадочными образованиями силура и девона. Эти породы прослеживаются широкими полосами в меридиональном направлении и резко изменяются по падению, что и послужило основанием для выделения трех указанных структурно-фациальных зон.

Иногда считают, что выделять Кумбинскую зону на западе не следует, так как в районе существуют только две зоны: Турьинская и Петропавловская, причем последняя включает и площадь, которую А. В. Пейве относил к Кумбинской зоне. Для обоснования самостоятельной Кумбинской зоны необходимо доказать существование пограничного глубинного разлома между выделяемыми зонами и выявить различия в структурно-фациальной обстановке между двумя соседними зонами. В настоящее время признают существование к западу от выхода субровских бокситов на поверхность Покровского глубинного разлома, выделенного А. В. Пейве.

Сложнее обстоит дело с выяснением особенностей структурно-фациальной обстановки к западу и востоку от Покровского глубинного разлома. В предполагаемой Кумбинской зоне вблизи от поверхности залегают в основном эффузивные и пирокластические породы верхнего силура. Восточнее, в Петропавловской зоне, по А. В. Пейве, синхронные им осадки залегают на большой глубине и данных по ним недостаточно для уверенного сопоставления фаций этих двух зон. О тектоническом развитии интересующей нас площади можно судить по более молодым карбонатным осадкам девона, развитым в Петропавловской зоне. Например, на широте месторождения Красная Шапочка общая мощность известняков эйфеля и живета составляет 1500—2000 м. Предположим, что вся площадь Кумбинской и Петропавловской зон представляла собой не две зоны, а одну и отсутствие девонских осадков на западе обусловлено нормальным для всей площади эрозионным срезом. Тогда, с учетом падения пород на восток под углом 30°, девонские осадки в действительности должны были распространяться значительно западнее Покровского разлома. На самом же деле здесь нет не только среднедевонских осадков, сохранившихся от эрозии, но и более древних пород петропавловской свиты ($S^2_2-D^1_1$).

Следовательно, структурное положение пограничных с Покровским разломом зон в верхнем палеозое было различным. Наиболее вероятно, что западная часть площади была тогда приподнята по отношению к восточной. Таким образом, выделение самостоятельной Кумбинской структурно-фациальной зоны представляется достаточно правомерным.

Говоря о взаимоотношении Петропавловской и Турьинской зон, А. В. Пейве указывает, что здесь располагается тектоническая граница между двумя типами разрезов: восточным — терригенно-вулканическим и западным — известняковым. Граница между зонами проходит по разрыву с падением на восток под углом 60—65°. Восточная часть приподнята и слегка надвинута на запад.

На широте месторождения Красная Шапочка Петропавловская зона вырисовывается как крупный асимметричный моноклинальный блок, осложненный многочисленными дизъюнктивами. По мере движения с запада на восток, как отмечает А. В. Пейве, можно наблюдать все более молодые свиты, хотя каждая из них из-за небольших надвигов или взбросов, направленных с востока на запад, повторяется обычно несколько раз. По простиранию Петропавловское поднятие испытывает значительные поперечные воздымания и опускания. К югу от Североуральских бокситовых месторождений между реками Лобвой и Турой находится область воздымания, а на широте пос. Черемухово, в северной части Петропавловского поднятия — участок опускания. Еще дальше на север от широты г. Ивдель Петропавловское поднятие сильно сужается и, как указывает А. В. Пейве, по всей вероятности, теряет самостоятельное структурное значение.

В пределах Турьинской зоны на широте бокситовых месторождений выделяется несколько чешуй, сложенных силурийскими и девонскими осадками. Среди них могут быть отмечены Западная, или Даньшинская чешуя, к востоку от которой выделяется Усть-Вагранская чешуя, расположенная в средней части Турьинского прогиба. В Даньшинской и Усть-Вагранской чешуях слои падают к востоку, иногда круто (под углом 85°). В 3 км ниже р. Стрелебной на верхнедевонские отложения, по данным А. В. Пейве, вновь надвинуты более древние породы кобленцкого и эйфельского ярусов.

Изучение тектоники района имеет важнейшее практическое значение. В процессе проектирования и проведения поисковых и геологоразведочных работ на бокситы необходимо выделить дорудные и пострудные тектонические блоки, существование которых обусловило разную рудоносность на площади бассейна, изменение качества бокситов и т. д. (Гут-

кин, Родченко, 1965, 1966). Для значительных по размерам территорий крайне важно установить, был ли в их пределах в палеозое активный или пассивный тектонический режим. В первом случае перспективы бокситоносности более ограничены, чем во втором. Необходимо выявить также структурные этажи и проследить, являются ли тектонические структуры во всех случаях унаследованными.

Тормозом в решении этих и других задач было отсутствие сведений о глубинном геологическом строении интересующего нас района. В последние годы Баженовская геофизическая экспедиция Уральского территориального геологического управления провела здесь значительные геофизические исследования. Через площадь Североуральского бокситового бассейна в субширотном и меридиональном направлениях пройдено несколько сейсмических профилей. Для изучения разреза был использован комплекс сейсморазведки методом отраженных и преломленных волн. По этим же профилям были проведены гравиметровые и магнитные наблюдения. Широко проводились также лабораторные исследования скоростей, плотностей и магнитной восприимчивости образцов горных пород взятых из керна разведочных скважин и из естественных обнажений.

МЕТОДИКА РАБОТ, ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛНОВОГО ПОЛЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наблюдения МОВ производились по системе двойного непрерывного профилирования из четырех пунктов взрыва при длине взрывного интервала 690 м, длине годографов 1380 и 2760 м. Применялось группирование сейсмоприемников по 11 штук в группе на базе 55 м. Расстояние между центрами групп — 30 м.

В МПВ применялась полная корреляционная система наблюдений с 50%-ным перекрытием нагоняющими ветвями годографов из четырех пунктов взрыва. Длина взрывного интервала — 690 м, максимальная длина годографа — 1380 м, расстояния между сейсмоприемниками — 30 м.

Исследования МОВ и МПВ проводились серийными сейсмостанциями СС-30/60-5 и СС-24-61 М с сейсмоприемниками СПЭД-56. На одной и той же расстановке сейсмостанции одновременно велись наблюдения МОВ и МПВ. Возбуждение упругих колебаний производилось взрывами тротила в одиночных скважинах глубиной 20—30 м для МОВ и 5—10 м для МПВ. Величина заряда соответственно равнялась 25—30 и 5—15 кг.

Гравиметровые работы выполнялись гравиметрами ГАК-4М по цикловой схеме с предварительной разбивкой опорной сети в среднем через 1,5 км. Шаг рядовых наблюдений составлял 60 м, точность съемки — 0,2 мгалла.

Магнитные наблюдения выполнялись магнитометром М-23 однодневными рейсами с повторением двух — трех точек маршрута предыдущего дня. Шаг наблюдений — 60 м. Точность магнитной съемки — 10 гамм. Как при гравиметровой, так и при магнитной съемках точки наблюдений совмещались с точками стояния сейсмоприемников.

Принятая методика совместных исследований МОВ, МПВ в сочетании с данными профильной гравиметровой и магнитной съемок обеспечила решение задач по изучению глубинного геологического строения описываемого района.

По сейсмическим профилям установлена сложная волновая картина. Наблюдаемые в МПВ преломленные волны относятся к верхней части разреза и характеризуют поверхность невыветрелых палеозойских образований, залегающих на глубине первых десятков метров. Основная преломленная волна, отождествляемая с этой границей, является головной, или слаборефрагированной, и имеет видимую частоту колебаний 35—50 гц. Кажущаяся скорость изменяется в пределах 4—6 км/сек. Запись

этой волны сложная и обусловлена сильно развитыми в районе карстовыми явлениями, повсеместным развитием в основном наклонных ступеней (дизъюнктивная тектоника), крутыми углами наклона слоев, сменой литологического состава пород. Смены литологического состава пород и контакты между ними отмечаются по резкому изменению интенсивности записи, значениям кажущихся и граничных скоростей. В случае наклонного сброса волновая картина осложняется, особенно во вторых вступлениях. Отмечаются следующие особенности записи: 1) наличие групп волн с близкими кажущимися скоростями и временами прихода; 2) появление волн с отрицательными кажущимися скоростями; 3) возникновение в области сброса волн с аномально большими (до 10 000—12 000 м/сек) и аномально малыми (до 2000—3000 м/сек) кажущимися скоростями. Большинство этих волн связано с явлением дифракции от поднятого и опущенного краев ступени.

Волновая картина отражений, наблюдаемых в МОВ, отличается еще большей сложностью. Видимая частота отраженных волн лежит в пределах 40—50 гц. Оси синфазности отражений, как правило, криволинейны и часто имеют явно интерференционный характер. Анализ упругих свойств образцов горных пород и данные сейсмокаротажа не устанавливают в разрезе «сильных» акустических границ, которые могли бы служить безупречными маркирующимися горизонтами. Однако на большинстве участков всех профилей прослеживаются четкие отражения, которые позволяют достаточно уверенно проводить условные отражающие горизонты.

При интерпретации сейсмических материалов была принята неоднородно-слоистая модель в обобщенный график средних скоростей, составленный по результатам обработки годографов первых вступлений (в МПВ), определений эффективных скоростей по годографам отраженных волн (способом подбора, способами теоретических годографов в квадратичных координат) и данных микросейсмокаротажа взрывных скважин и сейсмокаротажа разведочных скважин. Установлены значительные изменения скоростных характеристик верхней части разреза как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Наибольшие изменения скоростей наблюдаются в самой верхней части разреза, охватывающей толщу рыхлых образований и зону физико-химического выветривания.

В пределах сейсмических профилей установлено два закона изменения средней скорости с глубиной. Рассмотрим это на примере профиля № 5. Первый закон охватывает интервал профиля от пикетов (пк) —2900 до ПК +11 700, второй — от ПК +11 700 до ПК +19 780. В соответствии с этим весь профиль разделен на две зоны. В первой зоне от границы физико-химического выветривания и ниже до глубины 400 м средняя скорость довольно быстро возрастает от 2000—2700 до 4500 м/сек, затем продолжает монотонно повышаться и на глубине 6,5 км достигает значения 5950 м/сек. В пределах второй зоны, в восточной части профиля, средние скорости в верхней части разреза несколько ниже, чем в первой. Так, если в первой зоне средняя скорость в интервале глубин 200—1500 м изменяется от 3700 до 5300 м/сек, то в том же интервале второй зоны она соответственно изменяется от 3400 до 4500 м/сек. На глубине 1500 м график средней скорости имеет разрыв. Средняя скорость скачкообразно увеличивается до 4700 м/сек и затем, монотонно возрастая, примерно с глубины 2800 м полностью совпадает с графиком средней скорости первой зоны профиля.

Построение преломляющей границы, связанной с подошвой зоны физико-химического выветривания, производилось, по данным МПВ, способом t_0 . На сложно построенных участках профилей применялся способ полей времен. При интерпретации данных МПВ широко привлекались динамические характеристики упругих волн: амплитудные графики

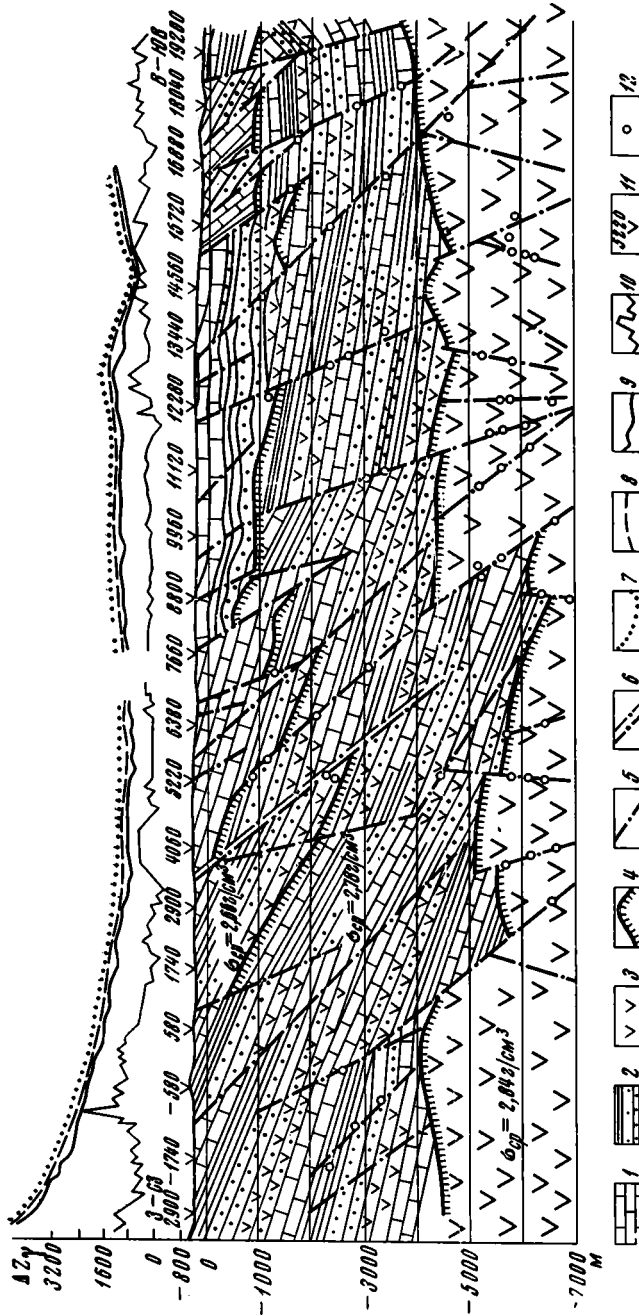


Рис. 1. Геолого-геофизический профиль № 5

1 — девонские карбонатные отложения верхнего структурного этажа; 2 — силурийские осадочные, осадочно-пирокластические и эффузивные образования среднего структурного этажа; 3 — ордовикско-кембрийские (?) образования нижнего структурного этажа; 4 — граница между структурными этажами; 5 — разрывные нарушения; 6 — Крутоловско-Коналовский нащип — граница между Петропавловской зоной на западе и Турьинской на востоке; 7 — кривая Δg , исправленная на влияние зоны физико-химического выветривания; 8 — кривая Δg теоретическая; 9 — кривая Δg в редукции Буге; 10 — кривая Δz ; 11 — пункты взрыва; 12 — точки дифракции

$A=A(x)$, показатели функции расхождения, эффективные и граничные коэффициенты затухания, графики аномальных амплитуд. В частности, по динамическим и кинематическим особенностям записи преломленных волн были выделены нарушения и контакты пород близ дневной поверхности.

Устанавливаемые МПВ особенности геологического строения приповерхностной части разреза хорошо согласуются с данными профильной магнитной съемки. По характерным изменениям магнитного поля вдоль сейсмического профиля четко отбиваются толщи пород различного состава. Зоны нарушений отмечаются сравнительно резкими локальными градиентами Δz .

Построение отражающих границ производилось способом окружностей (Пузырев, 1959). При этом была учтена зона скоростных неоднородностей самой верхней части разреза, т. е. зоны физико-химического выветривания. Зоны глубинных разломов и нарушений выделены, по точкам дифракции, аномальному затуханию волн, взаимному расположению отражающих границ до и после разлома, по вертикальным смещениям условных горизонтов и ряду других кинематических и динамических признаков. Учитывались также данные МПВ и магнитной съемки о наличии приповерхностных нарушений.

Стратификация условных отражающих горизонтов в Петропавловской структурно-фациальной зоне произведена с учетом данных скважин разведочного бурения. Стратиграфическое расчленение разреза в восточной Турьинской зоне произведено условно, исходя из общих представлений о геологическом строении района с учетом данных гравиметрии и магнитной съемки. В частности, при определении границ между отдельными стратиграфическими комплексами основное внимание акцентировалось на четко выраженные в разрезе угловые несогласия и взаимные расположения условных отражающих горизонтов в смежных стратиграфических комплексах.

От границы раздела между отложениями девона и силура (включая петропавловскую свиту), с одной стороны, и границы раздела между отложениями силура и условно выделяемых в нижней части разреза отложений ордовика — кембрия — с другой — был подсчитан гравитационный эффект. При количественных расчетах использовались характеристики толщ, полученные по результатам многочисленных определений плотностей образцов горных пород, отобранных в пределах Североуральского бассейна и примыкающих областей. Количественное сопоставление результатов показало хорошую сходимость рассчитанной кривой с фактически наблюдаемой (рис. 1). Таким образом, достоверность определения границ раздела между выделенными структурными этажами обосновывается данными сейсморазведки и гравиметрии.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Впервые опытные сейсмические работы МОВ и КМПВ с целью изучения геологического строения района были проведены в 1961—1962 гг. в северной части Североуральского бассейна. Были пройдены два профиля в субширотном направлении общей протяженностью 22 км, проведен сейсмокаротаж четырех скважин, изучены физические свойства образцов горных пород, отобранных по керну восьми скважин. В результате проведенных исследований были сделаны следующие выводы.

1. Применение сейсморазведки для изучения геологического строения района принципиально возможно, и выбранная методика правильна.

2. По изменению скорости упругих колебаний четко выделяется нижняя граница зоны физико-химического выветривания.

3. Корреляционный метод позволяет выделять по подошве зоны физико-химического выветривания породы разного литологического состава. Метод отраженных волн позволяет выделить до семи-восьми условных сейсмических горизонтов. Опорные горизонты в разрезе отсутствуют.

4. Физические свойства образцов горных пород в разных частях разреза изменяются, но различия не достаточны для каких-либо существенных выводов при сейсмогеологических построениях.

5. В зонах нарушений отмечается повышенная магнитная восприимчивость и пониженная плотность.

6. Восточная часть Петропавловской структурно-фациальной зоны представлена тремя тектоническими блоками, в пределах которых отмечается синклинальное строение с постепенным выполаживанием горизонтов при восточном падении под углами 10—20°.

Хотя основные выводы и рекомендации, полученные в результате опытных работ 1961—1962 г., были правильными, проведенные исследования не дали достаточно полной картины. Не были использованы многочисленные определения коэффициентов затухания волн, разрезы были построены по ограниченному количеству осей синфазности без должного анализа природы выделенных волн и т. д. Недостатком первых опытных работ был также ограниченный объем исследований и то, что работы проводились главным образом, в пределах Петропавловской структурно-фациальной зоны. Один из авторов опытных работ пришел к неверному выводу о том, что зоны нарушений практически выделить невозможно (Добрынин, 1966).

В 1966—1967 гг. были пройдены три профиля в субширотном направлении и один в меридиональном. Профиль № 5 пересекает центральную часть Североуральского бокситового бассейна. Он начинается в 6 км к северо-западу от пос. Калья, заканчивается на правобережье р. Сосьвы, охватывает восточную часть Кумбинской, всю Петропавловскую и всю Турьинскую структурно-фациальные зоны и дает представление о геологическом строении территории, примыкающей к Североуральскому бокситовому бассейну с востока. Сведения об этой части района были до последнего времени крайне ограничены. Профиль № 6 проходит в южной части бассейна. Он начинается в 1 км восточнее поселка 3-й Северный рудник и заканчивается у р. Вагран, пересекая Петропавловскую и западную часть Турьинской зон. Между профилями № 5 и 6 на широте пос. Калья проходит профиль № 7. Он начинается в 1,2 км восточнее пос. Калья, пересекает карбонатные отложения Петропавловской и частично Турьинской зон. Оканчивается профиль № 7 в 5,3 км восточнее р. Вагран. Меридиональный профиль № 8 связывает широтные профили № 5, 6 и 7. Он проходит восточнее Крутоловско-Коноваловского надвига, т. е. в западной части Турьинской структурно-фациальной зоны.

При производстве комплексных геофизических исследований перед каждым методом были поставлены конкретные задачи. Методом отраженных волн изучалась тектоника района, методом преломленных волн картировались коренные породы, выделялись литологические контакты пород, разрывные нарушения, зоны дробления и зона физико-химического выветривания. Сейсмокаротаж проводился с целью изучения разреза и выявления скоростей анизотропии пород; микросейсмокаротаж давал сведения, необходимые для введения поправок в данные МОВ за скоростные неоднородности верхней части разреза. С помощью гравиметрии выявлялись корреляционные связи между характером гравитационного поля по профилям и гипсометрическим уровнем контакта силурийских и девонских отложений. Магнитометрия ставилась в помощь приповерхностному картированию.

Остановимся на описании широтного профиля № 5 и меридионального № 8. Геологические результаты по остальным широтным профилям принципиально не отличаются от данных по профилю № 5. В верхней части профиля № 5 повсеместно прослежена преломляющая граница, отождествляемая с подошвой зоны физико-химического выветривания. Глубина ее залегания от 20 до 100 м, а средняя скорость распространения упругих волн в покрывающей толще пород составляет 1600—2200 м/сек.

В западной части профиля на поверхность выходят вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы верхнего силура (рис. 2). Отражающие горизонты здесь падают на восток под углами 5—15°. Западнее пк 1160 углы падения увеличиваются до 20—25°.

Восточное падение комплекса силурийских пород довольно четко фиксируется гравиметровыми данными. Значения Δg с запада на восток постепенно уменьшаются и в интервале от пк 2900 до пк 3480 перепад гравитационного поля составляет около 8 мгл. На глубине 4,5—4,7 км положение отражающих горизонтов резко меняется. Появляются гори-

зонты с западным падением. Это объясняется, по всей вероятности, резким угловым несогласием между силурийским и более древним комплексами. Выделенные в западной части профиля разрывные нарушения подтверждаются и данными бурения. Кроме того, выявлено несколько разрывных нарушений более глубокого заложения. Все они имеют крутое восточное падение. Ниже границы резкого углового несогласия количество разрывов возрастает. Они имеют крутые восточные и западные падения плоскостей смещения.

В принадвиговой части Турьинской зоны поверхность силурийских образований залегает на глубине 300 м и погружается на восток под углами 20—30°, что подтверждается и характером магнитных полей и увязывается с положением горизонта на сейсмических профилях № 7 и 8. Наблюдаемая здесь магнитная аномалия обусловлена, по-видимому, суммарным влиянием неглубоко залегающих вулканогенных образований силура и сланцев девона.

В районе пк 5800 предполагаемая поверхность силурийских образований опущена по разлому на глубину 250—300 м, погружается к востоку и в районе пк 7660 залегает на глубине 3200 м. Далее на восток поверхность силурийских отложений ступенеобразно приближается к поверхности и в районе пк 12 280 залегает на глубине 1400 м.

К востоку от Крутоловско-Коноваловского надвига, являющегося границей между Петропавловской и Турьинской зонами, толща девона разбита многочисленными разломами с преобладающим восточным падением поверхности смещения. До пк 7660 вся толща отложений девона моноклинально падает на восток под углами 20—30°. Далее к востоку отмечаются мелкие складки, наиболее четко выраженные в верхней части разреза девонских отложений.

В рассматриваемой части профиля толща силурийских образований также моноклинально падает к востоку и разбита разломами, имеющими преимущественно восточное падение. Граница резкого углового несогласия, отмечаемая в нижней части разреза, находится на глубине от 4 до 6 км. В интервале пк 12 280—13 440 породы силура по Шумихо-Воронковскому надвигу выдвинуты на поверхность. Они представлены здесь порфиритами основного состава. В гравитационном поле эти породы отмечаются аномалией и изрезанным магнитным полем. Положение Шумихо-Воронковского надвига, по данным МОВ, прослежено до глубины 4 км, падение его восточное под углом 65°. Принадвиговая зона отличается сложной структурой. В ее верхней части наблюдаются отражающие горизонты с падениями в разные стороны и под разными углами, что определяет антиклинальное строение зоны. На глубине 800 м в описываемой структуре отмечается резкое угловое несогласие, и ниже отложения силура падают моноклинально на восток под углами 10—15°.

К востоку от блока Шумихо-Воронковской антиклинали между пк 13 440 и 15 500 наблюдается структурный блок, представляющий опущенную зону, характеризующуюся минимумом гравитационного поля и резким уменьшением средней скорости в верхней части разреза. На поверхности здесь выходят верхнедевонские песчано-глинистые осадки, которых не было к западу от Шумихо-Воронковского надвига. Сейсморазведка МОВ здесь вырисовывает синклиналию складку с крыльями, сорванными сбросами.

К востоку от пк. 15 500 толща девона моноклинально падает на восток под углами 30—40°. Разрывные нарушения, достаточно уверенно выявляемые всеми геофизическими методами, разбивают эту толщу на отдельные блоки, смещенные один по отношению к другому в пределах 100—200 м. Поверхность силурийских образований устанавливается по резкому угловому несогласию. Падение отражающих горизонтов здесь пологое и в восточной части профиля становится западным. Толща силурийских отложений здесь взброшена на 250—300 м, что отмечается также

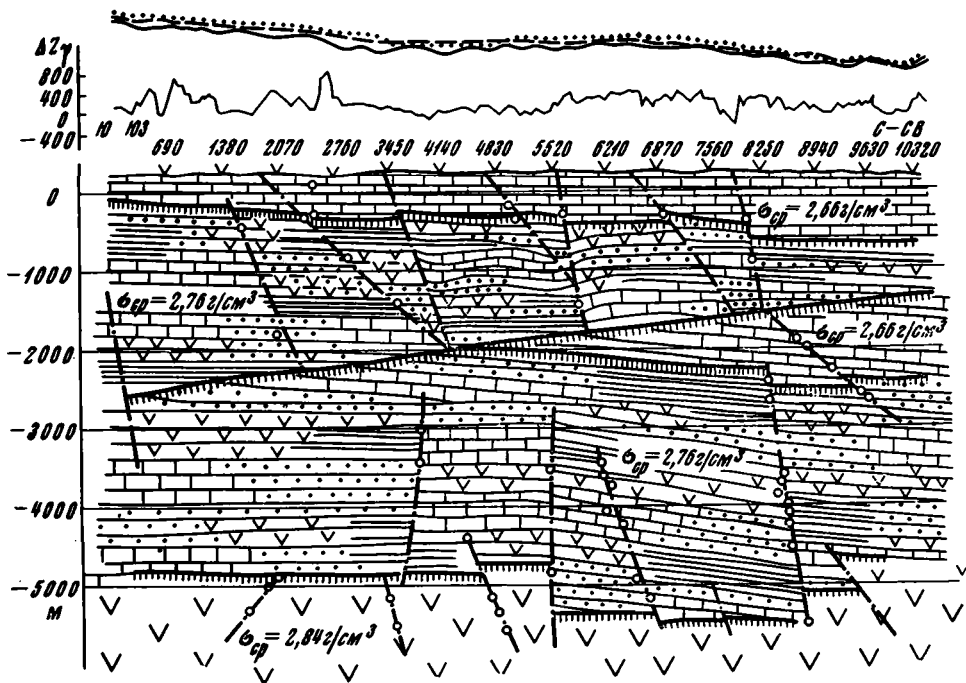


Рис. 2. Геолого-геофизический профиль № 8. Условные обозначения те же, что и на рис. 1

гравитационной ступенью порядка 1,5 мгл. Самый нижний структурный этаж условно отнесен к ордовикско-кембрийским отложениям. Здесь отмечается резкое угловое несогласие, ниже которого устанавливается большое количество разломов различного направления. В западной части профиля отложения нижнего структурного этажа образуют антиклинальную складку с пологим западным и более крутым восточным крылом. Далее на восток комплекс пород разбит системой разломов на отдельные блоки, смещенные один относительно другого на несколько сотен метров и с общей тенденцией к погружению на восток. В районе пк 8320 отмечено резкое воздымание ордовикско-кембрийского комплекса по взбросу амплитудой около 2 км.

Профиль № 8 (рис. 2) проходит в меридиональном направлении несколько восточнее Крутоловско-Коноваловского надвига. Разрез по этому профилю отображает геологическое строение по нормали к границам раздела в соответствии с положением плоскости распространения сейсмических лучей. Поскольку углы падения отдельных отражающих горизонтов в широтном направлении меняются, соответственно изменяется и плоскость разреза, что следует иметь в виду при работе с профилем № 8. На профиле показано предполагаемое положение линии Крутоловско-Коноваловского надвига, снятое с продольных и неперодольных профилей. Положение надвига в разрезе достаточно четко отмечается также и по разрывам отражающих горизонтов вдоль всей линии надвига. Так как Турьинская зона надвинута на Петропавловскую, толща отложений девона, расположенная в разрезе выше линии надвига, относится к Турьинской зоне, а комплекс отложений ниже линии надвига — к Петропавловской зоне.

По данным МОВ, в разрезе Турьинской зоны отмечено большое количество отражающих горизонтов, полого падающих к северу под углами от 0 до 5°. На глубине около 1 км от поверхности почти вдоль всего профиля прослеживается маркирующий отражающий горизонт, который

хорошо увязывается с такими же горизонтами на профилях № 5 и 7. Вся Турьинская зона в описываемой части разреза разбита многочисленными разломами, одни из которых более крутые, с углами падения 70—80°, другие более пологие, с углами падения 45—55°. Поверхности смещения и у тех и у других падают к северу. По этим разломам происходили небольшие (в пределах первых десятков метров) подвижки.

По сейсмогеологической характеристике Петропавловская зона мало отличается от Турьинской. Здесь наблюдаются такие же отражающие горизонты с небольшим наклоном к северу. Лишь между ПК 5520—8250 по более глубоким горизонтам отмечается увеличение углов наклона до 15—20°. На глубине 3 км от поверхности вновь прослеживается маркирующий горизонт, хорошо увязывающийся с подобным горизонтом в Петропавловской зоне по профилям № 5 и 7. В северной части профиля этот горизонт ложится с углавым несогласием на более древние породы. В эффузивно-осадочной толще силура отмечено несколько разломов, близких к вертикальным, по которым происходили небольшие (в пределах 100 м) подвижки. Поверхность ордовикско-кембрийского комплекса пород выделяется по степени дислоцированности и наблюдающемуся на ряде участков угловому несогласию.

Изложенное показывает, что в строении района четко устанавливаются три структурных этажа, верхний из которых сложен главным образом карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями девона, средний — эффузивными и эффузивно-осадочными толщами силура и нижний — эффузивными и метаморфогенными образованиями, условно отнесенными к ордовику-кембрию. В пределах района отмечены многочисленные разрывные нарушения, однако количество их и преобладающие падения различны для каждого из выделенных структурных этажей. Для верхнего структурного этажа установлены в основном восточные падения поверхностей смещения, по которым отдельные блоки девонских пород оказываются надвинутыми один на другой с востока на запад.

Характерные особенности строения второго структурного этажа — относительно пологое восточное падение силурийских толщ на западе района, резкое погружение их под углами 30—20° в пределах Петропавловской структурно-фациальной зоны и выполаживание горизонтов к востоку от Крутоловско-Коноваловского надвига. В районе Шумихо-Воронковского разлома силурийские образования залегают почти горизонтально, а к востоку от него приобретают даже западное падение. Разрывных нарушений здесь прослеживается гораздо меньше, чем в верхнем структурном этаже; часть из них характеризуется крутыми углами падения. В отличие от второго структурного этажа ордовикско-кембрийский комплекс пород характеризуется близким к горизонтальному залеганием и большей степенью дислоцированности пород.

Анализируя особенности строения двух нижних структурных этажей, можно сделать также некоторые выводы о времени заложения Тагило-Магнитогорского прогиба, а именно, что силурийские образования района, характеризующиеся восточным моноклиналильным падением горизонтов в западной части и пологим западным падением в восточной части профилей, формировались уже в условиях прогиба. В силуре и девоне происходило накопление мощных толщ в вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований, а в последевонское время боковой стресс со стороны Западно-Сибирской низменности обусловил чешуйчатое строение района в целом.

Все разрывные нарушения, выделенные в процессе проведения геолого-геофизических работ, можно разделить по возрасту на досилурийские, силурийские и постсилурийские (герцинские). В первом приближении каждая из выделенных групп соответствует тому или другому структурному этажу. Некоторые из разломов не выходят за пределы соответствующих структурных этажей, и их возраст датируется более

определенно. Сюда относится, например, большинство разломов в самом нижнем, ордовикско-кембрийском комплексе пород. Это указывает на то, что нижний структурный этаж был дислоцирован еще до отложения более молодых силурийских осадков. Вместе с тем другие разломы секут толщи нижнего и среднего или же всех трех структурных этажей. По всей вероятности, время их заложения было более древним, чем возраст среднего и верхнего структурных этажей, но период активного развития был весьма продолжительным, и последующие тектонические подвижки имели унаследованный характер.

Принцип унаследованности в развитии тектонических структур широко распространен в геологии, на что обращал внимание А. В. Пейве (1947). Однако далеко не все тектонические структуры в рассматриваемом районе имеют унаследованный характер, что отчетливо проявляется на геолого-геофизических профилях. Вероятно, при оживлении тектонической деятельности подвижки в более молодых толщах происходили по уже сформированным разломам, хотя появлялись также новые, сопутствующие им или же обособленные от них нарушения. Следует иметь в виду, что действительная картина тектоники района Североуральских бокситовых месторождений гораздо сложнее, чем это выявлено геолого-геофизическими работами. Огромное количество мелких разрывных нарушений удастся установить при производстве детальных буровых работ и в особенности в процессе эксплуатации месторождений. Более подробно такие нарушения были описаны раньше (Гуткин, Родченко, 1966).

То обстоятельство, что к востоку от Крутоловско-Коноваловского надвига наблюдается ряд приподнятых тектонических блоков с глубиной залегания подошвы отложений девона 600—1200 м, очень важно для оценки перспектив рассматриваемой площади на новые месторождения бокситов. Известно, что значительные по размерам бокситовые месторождения формировались в относительно спокойной тектонической обстановке при почти полном отсутствии вулканической деятельности. Такая обстановка существовала в девонское время в Петропавловской зоне. Что же касается Турьинской зоны, то в этом смысле, она едва ли представляет существенный практический интерес. В лучшем случае, как нам представляется, здесь могут быть обнаружены сравнительно небольшие бокситовые месторождения, например, в Ивдельском бассейне. Тектонический режим в Турьинской зоне, особенно в ее восточной части, был лабильным. Здесь проявился довольно интенсивный девонский вулканизм, что подтверждается всеми геофизическими методами исследований. Учитывая различие в фациальной обстановке Петропавловской и Турьинской зон, мы вправе ожидать, что девонские осадки в приподнятых в восточной части района тектонических блоках будут отличаться по литологии от пород западной части района.

Литература

- Андронов С. М. Некоторые представители семейства Pentameridae из девонских отложений окрестностей г. Североуральска. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 55, 1961.
- Гуткин Е. С., Родченко Ю. М. Тектоника Североуральского бассейна и ее связь с бокситовым оруденением. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1965.
- Гуткин Е. С., Родченко Ю. М. Тектоника рудных полей Североуральских бокситовых месторождений. Геотектоника, № 4, 1966.
- Добрынин В. И. Изучение строения палеозойских образований Урала сейсморазведкой. В кн. «Вопросы разведочной геофизики». Изд-во «Недра», 1966.
- Каржавин Н. А. Месторождение бокситов Красная Шапочка в Карпинском районе Свердловской области. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1942.
- Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Изд-во Моск. о-ва испыт. природы, 1947.
- Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. Гостоптехиздат, 1959.

Баженовская геологическая экспедиция
Уральского геологического управления

Статья поступила
23 мая 1968 г.

УДК 551.24 (571.651)

К. Б. СЕСЛАВИНСКИЙ

**СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЮЖНО-АНЮЙСКОГО
ШОВНОГО ПРОГИБА
(ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)**

Южно-Анюйский шовный прогиб располагается между Чукотской геосинклинальной системой и Омолонским срединным массивом, формируется вдоль глубинного разлома в позднеюрское и меловое время и выполнен рядом формаций геосинклинального типа: спилито-кератофировой, флишевой, нижней и верхней молассовой, андезитовой. В развитии прогиба выделены геосинклинальный и орогенный этапы. В течение первого этапа проявился инициальный, во время второго — субсеквентный магматизм. Прогиб имеет сложное складчатое строение и состоит из зон смятия и пологих дислокаций.

ВВЕДЕНИЕ

Состношение в пространстве и времени Чукотской геосинклинальной системы и Омолонского массива в литературе до сих пор почти не рассматривалось. Впервые своеобразие их сочленения было отмечено в статье А. Я. Радзивилла (1964), где указано на существование между Анюйской складчатой зоной и массивом позднемезозойского Южно-Анюйского прогиба. А. Я. Радзивилл подробно рассмотрел строение лишь небольшой юго-восточной его части, а другая его работа (1969) посвящена преимущественно магматизму прогиба. В дальнейшем при тектоническом районировании мезозоид Западной Чукотки Южно-Анюйский прогиб без детальной характеристики строения и истории развития выделялся как составная часть Олойской краевой системы (Сеславинский, 1969) или в качестве самостоятельной структуры, разделяющей Анюйско-Олойский блок Омолонского массива и Анюйскую складчатую зону (Довгаль и др., 1966; Городинский и др., 1969).

На тектонической карте Северо-Востока СССР, составленной под руководством С. М. Тильмана (1964), на территории Олойской краевой системы (или Анюйско-Олойского блока) выделены Олойская впадина и Яблонский массив. Формации, слагающие Южно-Анюйский прогиб, включены в состав Олойского прогиба и Анюйской складчатой зоны, но во втором издании объяснительной записки к этой карте уже есть упоминание о наличии «в юго-восточной части Анюйской зоны» Гремучинского (аналогичного по С. М. Тильману Южно-Анюйскому) прогиба (Тильман и др., 1969). Однако Гремучинский прогиб, выделявшийся в свое время С. М. Тильманом (1962), по своим границам и выполнению ничего общего не имеет со структурой, названной А. Я. Радзивиллом Южно-Анюйским прогибом (1964).

Результаты исследований автора (1965--1967 гг.), а также данные В. Я. Радзивилла, Б. М. Янина, А. И. Садовского, Б. Ф. Пальмского, Ю. М. Довгала и В. А. Касаткина по геологии центральной части Южно-Анюйского прогиба позволили осветить в этой статье его структурное положение, историю развития и тектонику в целом. Необходимо отметить, что автор следует здесь представлениям о формировании в конце

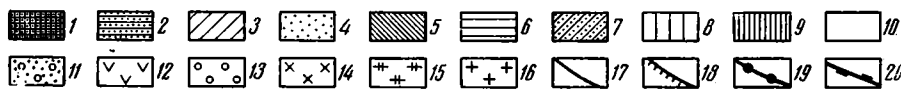
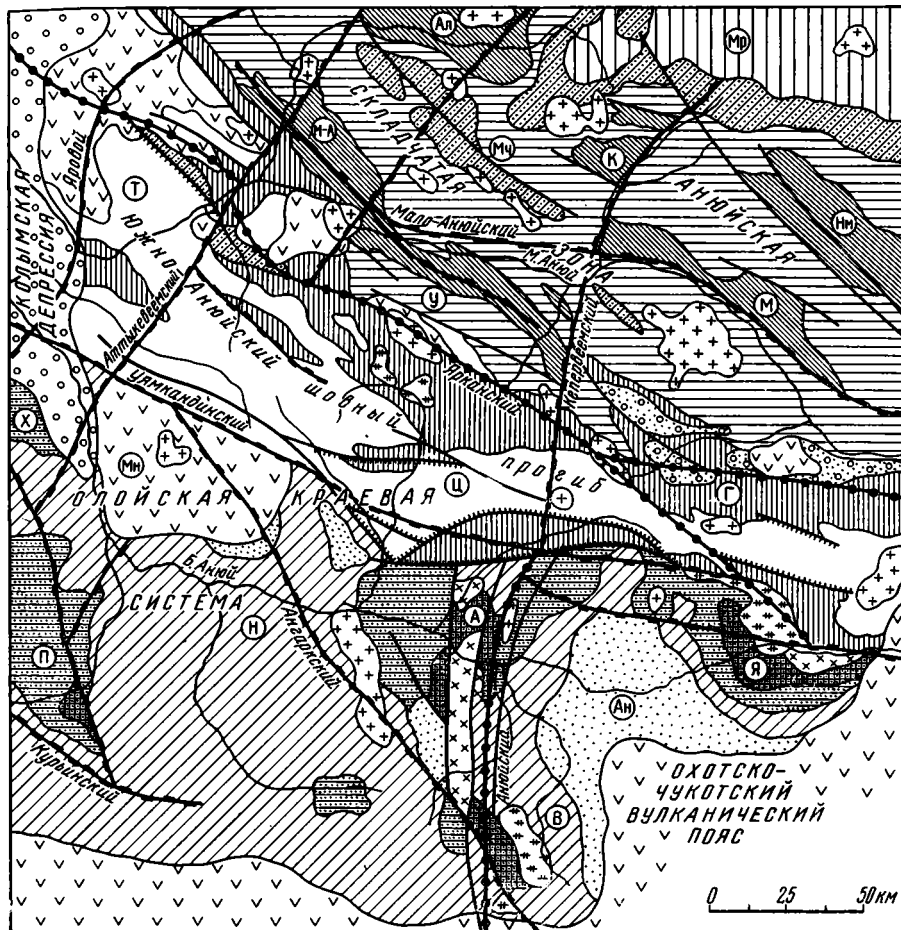


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Южно-Ануйского шовного прогиба и сопредельных структур

Олойская краевая система. Поднятия, сложенные: 1 — отложениями девона, карбона и перми, 2 — отложениями триаса, нижней и средней юры; А — Алуцинское, П — Пеженское, Я — Яракваамское, Х — Хетачанское. Впадины, выполненные: 3 — отложениями верхней юры, берриаского и валанжинского ярусов нижнего мела, В — Вукваамская, Н — Ненканская; 4 — отложениями готеривского и барремского яруса нижнего мела; Ах — Айнахургенская, Анюйская складчатая зона. 5 — антиклинорий, сложенные отложениями нижнего и среднего триаса; М-А — Мало-Ануйский, М — Майнги-Плауктуваамский, К — Кепервеемский, Нм — Номнункувеемский; Ал — Алярмаутский горст. Синклинорий, сложенные отложениями: 6 — карнийского яруса верхнего триаса, 7 — норрийского яруса верхнего триаса, 8 — нижней и средней юры; У — Ургувеемский, Мч — Мачваваамский, Мр — Мырговаамский. **Южно-Ануйский шовный прогиб.** Синклинорий, сложенные отложениями: 9 — верхней юры, 10 — берриаского, валанжинского и готеривского ярусов нижнего мела; Т — Тосепский, Ц — Центральный, Г — Гремучинский; 11 — межгорные впадины, выполненные отложениями баррем-альбского яруса нижнего мела, 12 — эффузивы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и отдельные поля вулканитов апт-альбского яруса нижнего мела; Мн — Мангзейская кальдера; 13 — современные отложения Колымской депрессии, 14 — среднепалеозойские граниты и габбро, 15 — верхнеюрские габбро и гранодиориты, 16 — меловые гранитоиды; основные разрывы; 17 — сбросы и взбросы, 18 — надвиги; глубинные разломы; 19 — подкоровые, 20 — коровые

геосинклинального и в орогенный этапы развития Чукотской геосинклинали на северной окраине смежного Омолонского массива продольной краевой системы (по Ю. М. Пушаровскому, 1959, 1969). В состав этой краевой системы (Олойской) входят несколько впадин и Южно-Ануйский прогиб, отграничивающий ее от Анюйской складчатой зоны (Сеславинский, 1969₁).

Южно-Аньюйский прогиб протягивается в северо-западном направлении и прослежен по простиранию на 350 км. Ширина его изменяется от 40 до 80 км. Образования северо-восточного борта прогиба налегают на структуры Аньюйской складчатой зоны, а юго-западного — на поднятия Олойской краевой системы (рис. 1). На правобережье р. Колымы прогиб закрыт четвертичными отложениями Колымской депрессии. На юго-востоке он перекрывается образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Заложение прогиба определил структурный шов на стыке Аньюйской складчатой зоны и Омолонского массива (Сеславинский, 1969₂). Прогибы, подобные Южно-Аньюйскому, которые являются поверхностным структурным выражением глубинных разломов и разделяют различные по своему строению и истории крупные блоки земной коры, следует относить к типу шовных (Милановский, 1962; Хаин, 1964; Красный, 1967; Херасков, 1967).

В позднем мезозое указанный выше структурный шов представлял собой два сближенных глубинных разлома (Уямкандинский и Яркандский, рис. 1). Таким образом, Южно-Аньюйский шовный прогиб сформировался на парном глубинном разломе (по терминологии В. Е. Хаина, 1964). Каждый из составляющих эту пару разломов контролировал, как будет показано дальше, распространение самостоятельных фациальных, структурных и магматических зон. Четкая линейность этих зон позволяет на основе материалов по геологии центральной части прогиба уверенно проводить реконструкцию всей структуры.

Недавно под рыхлыми отложениями Колымской депрессии и в прибрежной части Восточно-Сибирского моря были обнаружены аномальные магнитные зоны, и на этом основании ряд авторов предполагает существование здесь Олойско-Ляховского вулканогенного пояса (Литинский, 1967; Польшкин, Гапоненко, 1967). Но эти зоны по своему характеру не отличаются от исключительно контрастных на фоне сопредельных структур узких протяженных зон аномальных значений $+\Delta T$ (1000—2000 гамм) Южно-Аньюйского прогиба и продолжают последние непосредственно на северо-запад. Поэтому можно говорить лишь о значительной протяженности (возможно до Новосибирских островов) шовного прогиба.

В истории развития Южно-Аньюйского прогиба оказалось возможным выделить два этапа: геосинклинальный (начальная и зрелая стадии) и орогенный. Так как формирование прогиба находится в тесной связи с развитием смежных структур, перед изложением его истории следует коротко их охарактеризовать.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕЗОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

Многие вопросы геологического строения Западной Чукотки уже освещены в ряде работ (Тильман, 1962; Радзивилл, 1964; Довгаль и др., 1966; и др.) и ниже лишь в общих чертах рассматривается история развития этого района с использованием некоторых новых данных (Паракецов, 1966; Паракецов, Городинский, 1966; Сеславинский, 1969₂). Его домезозойское развитие не имеет существенного значения для вопросов, затронутых в этой статье.

В раннем и среднем триасе в условиях, видимо, некомпенсированного прогибания Чукотской геосинклинали образовалась аспидная формация (Тильман, 1962). Граница между геосинклинальным бассейном и массивом проходила по структурному шву, определившему в дальнейшем развитие Южно-Аньюйского прогиба. В позднем триасе условия осадконакопления изменились и трог заполнился флишевой формацией значительной мощности (3—3,5 км), расширив свои границы за счет

Омолонского массива (Сеславинский, 1969₁). Обломочный материал в геосинклинальный бассейн поступал с севера с Гиперборейской платформы (Тильман, 1962; Гусев, 1964) и частично с Омолонского массива. В пределах последнего в триасе образовались маломощные субплатформенные карбонатно-терригенные и терригенные формации.

Следует отметить отсутствие в начальном этапе развития Чукотской геосинклинали спилито-кератофировой формации и крайне слабое проявление инициального (Штилле, 1964) магматизма в виде силлов габбро-диабазов (среднетриасовых). Эта редуцированность, характерная для геосинклиналей с остаточным типом развития (Хаин, 1964), как бы, компенсируется такими особенностями орогенного этапа, как формирование шовного прогиба и мощный вулканизм в Олойской краевой системе.

В ранней и средней юре южная часть Анюйской складчатой зоны претерпела инверсию, а в пределах северной без перерыва продолжалось накопление осадков (Паракецов, Городинский, 1966). В Олойской краевой системе погружения в это время усилились (Сеславинский 1969₁) как компенсация поднятий в Анюйской зоне, поставлявших во впадины обломочный материал. Таким образом, северная окраина Омолонского массива оказалась вовлеченной в орогенные движения Чукотской геосинклинали.

В поздней юре и раннем мелу в Анюйской складчатой зоне все больше расширялись участки суши, осадконакопление продолжалось лишь в Раучанском прогибе (Паракецов, Городинский, 1966). В пределах краевой системы в это время усилилось раздробление и опускание мелких глыб, что явилось следствием интенсификации орогенеза в мезозоидах Чукотки. Наряду с продолжавшимся накоплением терригенных толщ во впадинах формировались вулканогенные образования среднего и основного состава. Мощный вулканизм иногда с повышенной щелочностью в этой тыльной по отношению к Чукотской геосинклинали области был компенсационным в связи с остаточным характером развития этой геосинклинали и слабым проявлением в ней инициального магматизма. Преобладание восходящих движений и установление континентального режима в Олойской краевой системе наступило в берриасе.

Время от баррема (готерива?) до конца мела характеризовалось общим сводовым воздыманием всех структур Западной Чукотки, а также широким проявлением мелового субсеквентного гранитоидного магматизма. Накопление верхней молассовой формации и вулканитов среднего состава происходило лишь в изолированных межгорных впадинах (Тильман, 1962). В кайнозое на всей территории Западной Чукотки сохранялся континентальный режим с редкими излияниями плато-базальтов.

Изложенные выше данные позволяют сделать следующие два вывода, важные для понимания структурного положения Южно-Анюйского шовного прогиба в пространстве и времени: а) существенное различие в мезозойской истории развития Анюйской складчатой зоны и Омолонского массива, на границе между которыми формировался прогиб; б) редуцированный характер развития Чукотской геосинклинали, что привело к образованию позднемезозойского шовного прогиба и интенсивному магматизму в пределах последнего.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ПРОГИБА

Начальная стадия

В позднеюрское (кимериджское?) время структурный шов на границе Анюйской складчатой зоны и Омолонского массива разделился на два разлома — Ярканский и Уямкандинский, между которыми образо-

вался узкий протяженный трог (рифт?). В течение поздней юры последний заполнился спилито-кератофировой формацией. Она с угловым несогласием перекрыла триасовые отложения Анойской зоны на севере и среднеюрские Алучинского и Яракваамского поднятий на юге. (рис. 2).

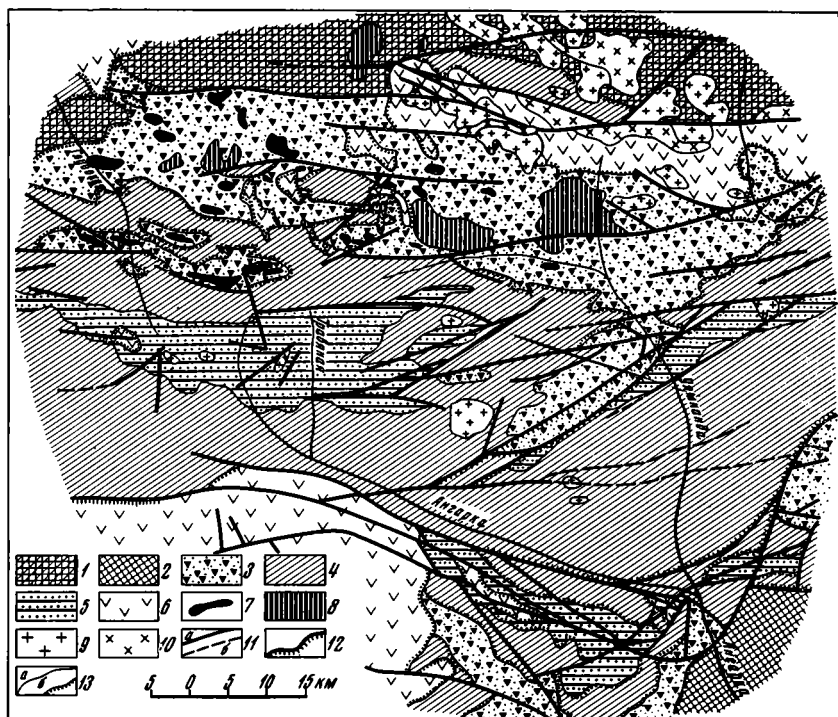


Рис. 2. Схема геологического строения центральной части Южно-Анойского шовного прогиба

1 — осадочные отложения верхнего триаса; 2 — осадочные отложения средней юры; 3 — вулканогенно-осадочные отложения верхней юры; 4 — осадочные и осадочно-вулканогенные отложения берриас-валанжинского ярусов нижнего мела; 5 — осадочные отложения готеривского яруса нижнего мела; 6 — вулканогенные отложения алт-альбского ярусов нижнего мела; 7 — позднеюрские гипербазиты; 8 — позднеюрские габбро; 9 — раннемеловые гранодиориты и диориты; 10 — позднемеловые граниты; 11 — сбросы и взбросы; а — установленные, б — предполагаемые; 12 — надвиги; 13 — геологические границы; а — нормального стратиграфического и интрузивного контактов, б — несогласного налегания

В основании формации обычно наблюдаются базальные конгломераты с галькой в основном кварцево-поleshпатовых песчаников и алевролитов. Мощность конгломератов от 50 до 200 м.

Комплекс пород, образующих начальную формацию прогиба, чрезвычайно пестрый. Здесь есть как вулканиты различного состава: спилиты, амигдалоидные базальты, диабазы, андезиты-базальты, андезиты, кератофиры и их туфы, так и осадочные (вулканогенно-осадочные) породы: конгломераты, яшмы, кремнистые породы, песчаники и алевролиты туфогенные, вулканомитовые и полимиктовые (редко известковистые), углисто-глинистые сланцы. В нижней части разреза преобладают вулканиты (часто грубообломочные туфы), выше возрастает роль пелитовых осадочных пород. Характерной чертой верхнеюрских отложений Южно-Анойского прогиба является их «зеленокаменное» изменение.

Относительно небольшая мощность отложений (1000 м в бассейне р. Глубокой, 1600 м в верховьях р. Уямканды) и в то же время глубоководные фации (кремнистые породы и яшмы с обильными остатками радиолярий) свидетельствуют о вероятном некомпенсированном погружении трога в позднеюрское время.

Позднеюрский бассейн был очень беден фауной, ископаемые остатки встречаются лишь в краевых частях глубоководного трога и представлены ауцеллами: *Aucella mosquensis* (Buch.), *A. rugosa* (Fisch.), *A. orbicularis* Hyatt, *A. lindstroemi* Sok. Этот комплекс характерен на Северо-Востоке СССР для киме-риджского и волжского веков (Паракецов, 1961).

Северный склон прогиба, приуроченный к Ярканскому разлому, в поздней юре обладал значительной крутизной. Здесь наиболее широко развиты грубообломочные фации — глыбовые вулканомиктовые конгломераты, брекчиевые и шаровые лавы спилитов (рис. 3, а). В этой же внутренней по отношению к Чукотской геосинклинали зоне в условиях растяжения земной коры происходило внедрение протрузий альпинотипных гипербазитов и интрузий габбро и плагиогранитов (Радзивилл, 1969). С севера, где в это время, как уже говорилось, поднимались структуры Анюйской зоны, поступала основная часть обломочного материала.

В южном крыле прогиба спилито-кератофировая формация в латеральном направлении с севера на юг сравнительно быстро сменяется мелководными отложениями Ненканской впадины Олойской системы. Последние представлены полимиктовыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями конгломератов, ракушечняков, щелочных (анальцимовых) базальтов и их туфов. В песчаниках содержатся многочисленные остатки позднеюрских ауцелл, аналогичных приведенным выше.

Следует отметить, что южная (внешняя по отношению к Чукотской геосинклинали) зона Южно-Анюйского шовного прогиба, приуроченная к Уямкандинскому разлому, менее насыщена магматическими образованиями, чем внутренняя, связанная с движениями по Ярканскому разлому. Эта особенность сохраняется и в дальнейшем развитии прогиба.

Таким образом, в поздней юре Южно-Анюйский шовный прогиб осуществлял роль «впадины — барьера» (Обуэн, 1967), преграждая путь продуктам разрушения Анюйской складчатой зоны. Впрочем, некомпенсированное в связи с ранней стадией орогенеза в соседней геосинклинали прогибание трога (рифта?) создавало возможность незначительного

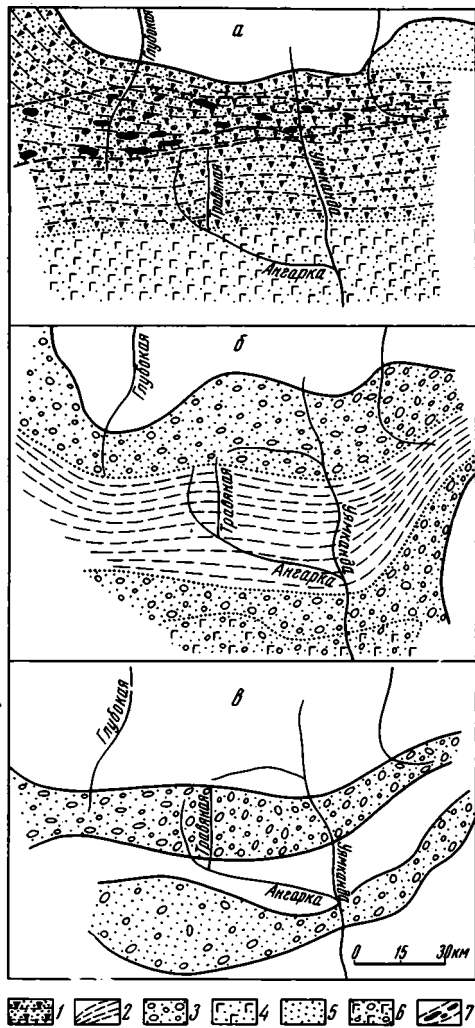


Рис. 3. Распространение фаций:

а — верхней юры; б — берриасского и валанжинского ярусов; в — готеривского яруса
 1 — спилитовые, кремнистые и терригенные фации; 2 — флишевые фации; 3 — прибрежно-морские терригенные фации (грубообломочные) и «дикий флиш»; 4 — прибрежно-морские терригенные и континентальные эффузивные (основного состава) фации; 5 — прибрежно-морские и континентальные терригенные и эффузивные (кислого состава) фации; 6 — субконтинентальные осадочно-вулканогенные фации; 7 — зона распространения гипербазитов

поступления обломочного материала и с поднятий Олойской краевой системы. Парагенетическая ассоциация спилито-кератофировой и гипербазито-габбро-плагиигранитовой формаций свидетельствует о эвгеосинклинальном типе формирующейся структуры и о значительной глубине заложения разломов, ограничивающих трог.

Зрелая (флишевая) стадия

В зрелую стадию развития Южно-Ануйского шовного прогиба ось максимального погружения сместилась к югу, к внешней стороне прогиба (см. рис. 3, а, б). Существенно изменились условия осадконакопления. Глубоководный трог в течение берриасского и валанжинского веков заполнился породами флишевой формации, причем распространение ее фаций, как видно на рис. 3, б, строго подчинялось простиранию прогиба.

В основании флишевой формации в северном крыле прогиба залегают конгломераты, чередующиеся с вулканомиктовыми песчаниками. В составе хорошо окатанных галек преобладают обломки подстилающих пород спилито-кератофировой формации. Если в краевой северной части прогиба между грубообломочными отложениями берриаса — валанжина и верхнеюрскими эффузивами наблюдалось незначительное угловое несогласие (например, в среднем течении р. Глубокой), то южнее в истоках р. Глубокой несогласие между ними стратиграфическое, а в среднем течении р. Уямканды ближе к оси прогиба переход от комплекса осадочно-вулканогенных пород верхней юры к тонкообломочным флишевым образованиям берриаса и валанжина, по данным автора, постепенный. Таким образом, несмотря на некоторые перемещения береговой линии в берриасском и валанжинском веках (иногда конгломераты и песчаники берриаса — валанжина залегают непосредственно на триасе Ануйской складчатой зоны, рис. 2), общий план структуры не изменился.

В составе флишевых фаций центральной части Южно-Ануйского шовного прогиба преобладают тонкообломочные породы — углисто-глинистые сланцы, чередующиеся с маломощными прослоями алевролитов и кварцево-полевошпатовых песчаников. Часто переслаивание пород ритмичное (двух- и трехэлементные ритмы), и в этих случаях наблюдаются такие характерные для флиша текстурные признаки, как градационная слоистость, резкие контакты между ритмами первого порядка, иероглифы различных типов, теггоглифы, изредка мелкие галечки в основании ритмов и т. д. Мощность флиша в истоках р. Глубокой около 2500 м. Находки фауны в этих образованиях исключительно редки (Радзивилл, 1964), но все-таки они позволили выяснить стратиграфическое положение флишевых фаций.

В северной части прогиба грубообломочные образования берриасского и валанжинского возраста имеют мощность около 600 м. Они представлены полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, туффитами и алевролитами, линзами конгломератов и пелитоморфных известняков. Вверх по разрезу и к югу песчаники становятся кварцево-полевошпатовыми, почти исчезают конгломераты и все большую роль в составе отложений играют алевролиты и углисто-глинистые сланцы. Комплекс пород приобретает облик «дикого» флиша (например, в бассейне р. Глубокой) и далее на юг постепенно сменяется собственно флишевыми фациями (см. рис. 3, б).

На южном склоне прогиба прибрежно-морские фации отложений берриаса и валанжина постепенно сменяют в латеральном направлении с юга на север субконтинентальные вулканогенно-осадочные образования того же возраста Ненканской впадины. По мере приближения к центральной части прогиба в составе последних исчезают лавы и туфы,

вулканомиктовые песчаники становятся полимиктовыми, конгломераты сменяются полимиктовыми гравелитами, появляется значительное количество алевролитов и аргиллитов, несколько возрастает мощность отложений (от 500 до 700 м). Характер взаимоотношений прибрежно-морских фаций с флишевыми в южном крыле трога изучен слабо ввиду исключительно сложной тектоники вблизи зоны Уямкандинского разлома. Вероятно, переходы между этими фациями здесь более резкие в связи с большой тектонической активностью этого борта прогиба.

В береговых обрывах р. Ангарки автор в двух обнажениях наблюдал согласное налегание на песчано-сланцевые флишевые отложения грубозернистых полимиктовых песчаников, содержащих следующий комплекс фауны ауцелл валанжинского возраста, по мнению К. В. Паракецова (1966): *Aucella keyserlingi* var. *kisingensis* Sok., *A. crassicollis* Keyes., *A. uncitoides* Pavl., *A. inflata* Toula. Здесь грубообломочные фации валанжина южного крыла прогиба «вклиниваются» во флиш, образуя с последним вертикальную и латеральную ассоциации. Этими наблюдениями, в частности, устанавливается раннемеловой возраст флишевой формации, так как на северном крыле прогиба ископаемые остатки в ней практически не известны, а в центральной части — исключительно редки. В то же время прибрежно-морские фации южного крыла прогиба довольно часто содержат ауцелловые ракушечники. Здесь определены, кроме приведенных выше форм: *Aucella terebratuloides* Lah., *A. keyserlingi* Lah., *A. sibirica* Sok., *A. lahuseni* Pavl., *A. volgensis* Lah. Этот комплекс на Северо-Востоке СССР характерен, по мнению К. В. Паракецова, для берриасского и валанжинского веков.

Таким образом, рассматриваемая стадия развития Южно-Анжуйского шовного прогиба характеризуется следующими особенностями. Замедление темпа погружения трога и возрастающая интенсивность орогенных процессов в Анжуйской складчатой зоне привели к быстрому заполнению его флишевой формацией. Наряду с миграцией оси максимального погружения на юг происходило все более широкое вовлечение северного крыла прогиба в орогенные движения Анжуйской зоны. Об этом, в частности, свидетельствует появление в верхней части флишевых отложений линз и прослоев гравелитов и мелкогалечных конгломератов с гальками, представленными породами верхнеюрской спилито-кератофировой формации (спилиты, базальты, туфы базальтов и т. д.) В отличие от ранней стадии возросло поступление обломочного материала с территории Ненканской впадины, где в берриасе устанавливается континентальный режим. Прогиб перестает играть роль «впадины — барьера».

На рубеже юры и мела произошло резкое изменение состава магматических проявлений (гранитоиды и липаритовый вулканизм) вдоль Ярканского глубинного разлома. Здесь у северной границы прогиба формируются толщи вулканитов кислого состава мощностью до 400 м и небольшие штоки гранит-порфиров (Радзивилл, 1964). Очевидно, зона плавления переместилась в более высокие горизонты земной коры. В какой-то степени Ярканский разлом осуществлял во флишевую стадию развития прогиба и фациальный контроль. Однако более четко подобную функцию при полном отсутствии проявлений магматизма продолжал (как и в начальную стадию развития) выполнять Уямкандинский глубинный разлом на южном крыле трога.

ОРОГЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ПРОГИБА

За время от гогерива до конца мела (орогенный этап развития) инверсия постепенно распространилась на всю площадь прогиба. В гогеривском веке вдоль его оси сформировалось центральное поднятие и от морского бассейна остались лишь небольшие проливы, быстро за-

полнявшиеся нижней молассовой формацией (рис. 3, в). В северо-западной части прогиба она залегает на флишевой формации согласно, в южной перекрывает прибрежно-морские фации валанжина с угловым несогласием, а в юго-восточной — со стратиграфическим (см. рис. 2).

В составе нижней молассы преобладают полимиктовые, реже вулканомиковые пуддинговые песчаники и гравелиты. Иногда встречаются пласты аркозовых песчаников с содержанием решетчатого микроклина до 30%. Обломочный материал в породах слабо сортирован, плохо окатан и представлен в основном комплексом пород позднеюрской спилито-кератофировой формации. Максимальная мощность нижней молассы установлена в бассейне р. Травяной — до 1000 м, обычно же она не превышает 400—500 м. Ископаемые остатки в этих образованиях редки, но все-таки позволяют определить их готеривский возраст. В гравелитах и песчаниках содержатся: *Inoceramus aucella* Trautsch., *Cylindroteuthis (Arctotenthis) cf. subporrecta* Bodyl., *Peregrinella whitneyi* (Gabb.). В барреме море окончательно покинуло центральную часть Южно-Анюйского прогиба. С этого времени он вместе с окружающими структурами практически непрерывно поднимался, но от последних его отличали напряженный раннемеловой тектогенез и образование в межгорных котловинах верхней молассовой фомации баррем-альбского возраста (Радзивилл, 1964). Грубообломочный состав этих континентальных отложений свидетельствует о значительной расчлененности рельефа. Первые фазы складкообразования проявились в северном крыле прогиба еще в валанжине в процессе миграции оси максимального погружения, но основные складчатые структуры сформировались в результате инверсии в готеривском веке и несколько позднее (баррем?), так как их со структурным несогласием перекрывают покровы эффузивов апт-альбского возраста (см. рис. 2).

В пределах Южно-Анюйского прогиба, как и на всей Западной Чукотке, широким развитием пользуется меловой субсеквентный магматизм в эффузивной и интрузивной формациях. В центральной части прогиба проявления вулканизма известны в готериве (прослой туфов андезитов). В дальнейшем интенсивность извержений возрастала. Контролировал распространение эффузивов опять Ярканский глубинный разлом. Здесь во внутренней зоне образовались покровы андезитовой формации. Последняя широко развита на Западной Чукотке и, судя по найденной в ней ископаемой флоре, имеет апт-альбский возраст.

В конце раннего мела в зоне Ярканского разлома внедрились интрузии гранодиоритов. Эти тела прорывают и метаморфизуют эффузивы апт-альбского возраста и имеют абсолютный возраст 108—115 млн. лет (определения К-Аг-методом И. П. Загрузиной, СВ КНИИ). В позднем мелу здесь же образовались трещинные тела гранитов.

Таким образом, тектогенез и общее поднятие завершили развитие Южно-Анюйского шовного прогиба как самостоятельной структуры. Его обособленность подчеркивается также своеобразием тектонического строения, что рассматривается в следующем разделе.

ТЕКТОНИКА

Южно-Анюйский шовный прогиб имеет в плане четковидную форму и состоит из трех синклиналиев (см. рис. 1). Юго-восточный из них можно назвать Гремучинским, к северо-западу от него — Центральный и далее — Тосепский. Каждая из этих структур (в общем однотипных) имеет сложное складчатое строение. На поперечных поднятиях между синклиналиями, связанных, как видно на рис. 1, с разломами северо-восточного простирания, шарниры складок ундулируют.

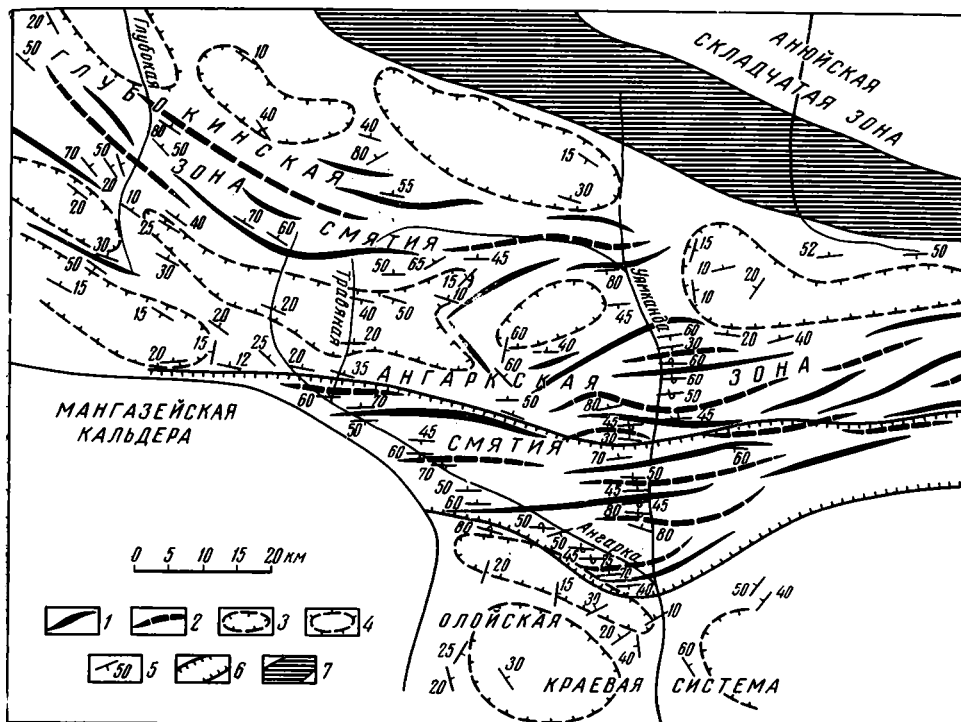


Рис. 4. Складчатые структуры Центрального синклиория Южно-Анжуйского шовного прогиба

1 — оси антиклиналей; 2 — оси синклиналей; 3 — брахиформные синклинали; 4 — брахиформные антиклинали; 5 — элементы залегания пород на крыльях складок; 6 — зона влияния Уймкандинского глубинного разлома; 7 — зона влияния Ярканского глубинного разлома

На рис. 4 отображены основные складчатые структуры Центрального синклиория Южно-Анжуйского шовного прогиба. Здесь установлены зоны пологих дислокаций и смятия. Наиболее сложно дислоцирована южная часть Центрального синклиория — Ангарская зона смятия. Ее строение и характер сочленения с северной и южной смежными структурами автор наблюдал в береговых обнажениях по рекам Уймканде и Ангарке (рис. 5).

Следует отметить, что вблизи разломов в Ангарской зоне смятия (особенно на ее крыльях) широко развит кливаж и будинаж. Эти формы установлены и в Глубокинской зоне смятия, но практически отсутствуют в зонах пологих дислокаций.

Анализ строения Ангарской зоны смятия позволяет сделать следующие выводы: 1) Ангарская зона смятия имеет форму антиклиория в связи с веерообразным опрокидыванием складок на ее крыльях; 2) к центральной части зоны приурочены крутопадающие сбросы, к крыльям — надвиги и взбросы; 3) наиболее напряженная складчатость развивается на крыльях Ангарской зоны смятия, где характерны косые, опрокинутые, килевидные, изоклиналильные и веерообразные складки.

Отмеченные нами особенности строения Ангарской зоны смятия объясняются пространственным ее расположением в структуре Южно-Анжуйского шовного прогиба. Именно этот район, как мы уже знаем, является наиболее прогнутым в геосинклиналинную стадию развития прогиба, и здесь начиналась и разрасталась вширь инверсия в готеривское время. Интенсивность проявления последней привела к формированию надвигов на крыльях антиклиория и выжиманию в тектонических блоках юрских и триасовых пород, а также, вероятно, к явлениям срыва пла-

Сравнивая тектонику Южно-Ануйского прогиба и смежных структур, следует отметить преобладание в пределах северной окраины Омолонского массива брахиформных изометричных структур (Довгаль и др., 1966). В Ануйской складчатой зоне, как и в прогибе, наблюдалось чередование зон, подобных Ангаркской, с районами развития относительно простой германотипной складчатости (Тильман, 1962).

Приведенные выше данные по морфологии складчатых и разрывных дислокаций Южно-Ануйского прогиба свидетельствуют о значительной амплитуде вертикальных перемещений в орогенную стадию развития этой структуры и завершении развития прогиба тектогенезом геосинклинального типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ истории развития и тектоники Южно-Ануйского прогиба позволяет рассматривать его как самостоятельную шовную структуру, сформировавшуюся на границе Ануйской складчатой зоны и Омолонского массива.

2. Южно-Ануйский прогиб разделяется на две зоны — внутреннюю, примыкающую к Ануйской складчатой зоне, и внешнюю. Первая характеризовалась интенсивным магматизмом на протяжении всей истории развития структуры, некоторым опережением во времени образования формаций и относительно слабыми дислокациями. Во внешнюю зону постепенно мигрировала ось максимального погружения прогиба, здесь отмечается наиболее напряженная складчатость, практически отсутствовали проявления магматизма; эта зона надвинута на поднятия Олойской краевой системы. Четкой границы между зонами нет.

3. Морфологию и историю развития Южно-Ануйского шовного прогиба в значительной степени определял парный глубинный разлом. Северная его ветвь — Яркандский глубинный разлом — ограничивала прогиб от Ануйской складчатой зоны и влияла на развитие внутренней зоны. По глубине заложения этот разлом подкоровой. Южная ветвь — Уямкандинский глубинный разлом — отделяла прогиб от впадин и поднятий Олойской системы и играла большую роль в формировании внешней зоны. По глубине заложения Уямкандинский разлом коровой. В триасовое, ранне- и среднеюрское время на месте прогиба, вероятно, существовал единый структурный шов, разделившийся впоследствии на два глубинных разлома.

4. Формационный и структурный анализы прогиба устанавливают в позднеюрской и меловой истории его развития полный геосинклинальный цикл.

5. По своему положению Южно-Ануйский прогиб представляет часть Олойской краевой системы, пограничное тыльное образование Чукотской гессинклинали. С другой стороны, по характеру развития — это самостоятельный геосинклинальный (эвгеосинклинальный) прогиб.

6. Особенности структурного положения и истории развития Южно-Ануйского шовного прогиба объясняются остаточным типом развития Чукотской геосинклинальной системы. Неиспользованные запасы внутренней энергии в этом блоке земной коры нашли выход в ослабленной пограничной зоне в образовании новой геосинклинали. Последняя, возможно, соединялась с Анадырско-Коряжской геосинклинальной системой северо-запада Тихоокеанского кольца.

Литература

- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта северо-востока СССР. Тр. СВ КНИИ, вып. 11. Магадан, 1964.
Городинский М. Е., Гулевич В. В., Палымский Б. Ф. К истории формирования Ануйско-Олойского блока. В сб. «Мезозойский тектогенез» (тезисы докладов). Магадан, 1969.

- Гусев Г. С. К вопросу о выделении Гиперборейской платформы в пределах Советской Арктики. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Довгаль Ю. М., Радзивилл А. Я., Титов В. А., Часовитин М. Д. К тектонике Олойско-Ануйского междуречья. Материалы по геол. и полезн. ископаемым СВ СССР, вып. 18. Магадан, 1966.
- Красный Л. И. Геоблоки. Геотектоника, № 5, 1967.
- Литинский В. А. Геолого-тектоническое строение дна шельфа арктических морей Восточной Сибири по геофизическим данным. В сб. «Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР» (тезисы докладов). Новосибирск, 1967.
- Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа). Сов. геология, № 6, 1962.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. Изд-во «Мир», 1967.
- Паракецов К. В. Стратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений Олойского прогиба. В кн. «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР» (тезисы докладов). Л., 1961.
- Паракецов К. В. Северо-Восточное Приколымье в раннемеловую эпоху. Материалы по геол. и полезн. ископаемым СВ СССР, вып. 19. Магадан, 1966.
- Паракецов К. В., Городинский М. Е. К вопросу о возрасте аркозовых песчаников в районе Чаунской губы. Материалы по геол. и полезн. ископаемым СВ СССР, вып. 19. Магадан, 1966.
- Полькин Я. И., Гапоненко Г. И. Тектоника арктического шельфа Восточной Сибири. В сб. «Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР» (тезисы докладов). Новосибирск, 1967.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 28. Изд-во АН СССР, 1959.
- Пушаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. Геотектоника, № 1, 1969.
- Радзивилл А. Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южно-Ануйского хребта. Материалы по геол. и полезн. ископаемым СВ СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Радзивилл А. Я. Особенности тектоники и магматизма краевых зон срединных массивов (на примере Южно-Ануйского прогиба и Ануйско-Олойского окраинного блока). В сб. «Мезозойский тектогенез» (тезисы докладов). Магадан, 1969.
- Сеславинский К. Б. О структурных связях Омолонского массива и Чукотской геосинклинальной системы. В сб. «Мезозойский тектогенез» (тезисы докладов). Магадан, 1969.
- Сеславинский К. Б. О северной границе Омолонского массива. Докл. АН СССР, т. 189, № 5, 1969.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья. Тр. СВ КНИИ, вып. 1. Магадан, 1962.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило П. А. Тектоника Северо-Востока СССР. Тр. СВ КНИИ, вып. 33. Магадан, 1969.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Изд-во «Наука», 1967.
- Штилле Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.

Московский государственный
университет
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
27 мая 1968 г.

УДК 551.24+550.3(479.24)

И. О. ЦИМ ЕЛЬЗОН**СВЯЗЬ ТЕКТониКИ
ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА
С ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Сделан анализ общих закономерностей связи тектоники мезозойских и миоцен-палеогеновых отложений со структурой поверхности консолидированной коры. Наиболее подробно рассмотрены вопросы глубинного строения и тектоники Азербайджана. Разбирается вопрос о наличии в Нижнекуринской впадине срединного массива. Новые данные подтверждают диапировый (в широком смысле этого термина) характер миоцен-палеогеновой складчатости юго-восточного погружения Большого Кавказа. Геофизические данные по участкам развития диапировых форм складчатости указывают на общее согласие тектоники миоцен-палеогеновых и меловых отложений, что не позволяет считать миоцен-палеогеновую складчатость новообразованной.

В ряде статей нами были освещены результаты исследования глубинной структуры земной коры и тектоники нефтегазоносных областей Азербайджана по материалам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных (Цимельзон, 1963₁₋₃ 1964, 1965₁₋₃; Али—заде, Цимельзон, 1966). Настоящая статья, составленная с учетом новейших данных, посвящена анализу общих закономерностей связи тектоники мезозойских и палеоген-миоценовых отложений со структурой поверхности консолидированной коры. Наиболее подробно рассматриваются дискуссионные вопросы глубинного строения и тектоники Азербайджана.

Основной объем региональных геофизических исследований, включающий гравиразведку, магниторазведку и сейсмические работы методом ГСЗ и КМПВ, выполнен в Нижнекуринской впадине. Остальная территория Азербайджана изучена преимущественно гравимагнитной съемкой. Неравномерность геофизического изучения глубинного строения Азербайджана усугубляется тем, что интерпретация региональных гравитационных аномалий, дающих на площадях, не изученных ГСЗ и КМПВ, основную информацию о структуре поверхности консолидированной коры и мезо-кайнозойского комплекса, вызывает в ряде районов Азербайджана большие затруднения.

Р. М. Гаджиев (1958, 1965) принимает, что гравитационным отображением поднятий и прогибов кристаллического фундамента в Азербайджане являются остаточные максимумы и минимумы второго порядка, выделенные при разделении гравитационного поля по осредняющей палетке площадью около 1000 км². Иную точку зрения на роль кристаллического фундамента в распределении аномалий силы тяжести Азербайджана высказал Б. В. Григорьянц (1964), который полагает, что в складчатых областях кристаллический фундамент из-за большей глубины залегания представляет по своей плотностной характеристике единый комплекс с мезозойскими образованиями, в связи с чем аномалии силы тяжести Азербайджана, включая региональные аномалии второго порядка, обусловлены в основном структурой кровли мезозойского комплекса.

Последние работы ГСЗ и КМПВ показали, что в отличие от относительно спокойного залегания подошвы земной коры (М-поверхности), глубина залегания поверхности кристаллического фундамента претерпевает в Азербайджане большие изменения: по крайней мере от 5—7 до 15—20 км. Сильно изменяется петрографический состав пород фундамента, о чем свидетельствуют широкие пределы изменения граничной скорости V_r вдоль поверхности консолидированной коры¹. Значительно варьируют плотности мезокайнозойского комплекса. Кроме того, в областях развития диапировых форм складчатости (складчатости нагнетания) имеет место «обратная» взаимосвязь между характером гравитационных аномалий и структурой мезокайнозойского комплекса, т. е. соответствие максимумов силы тяжести прогибам, а минимумов — поднятиям (Цимельзон, 1952₂). Все это свидетельствует о том, что между характером гравитационных аномалий и структурой поверхности консолидированной коры и мезокайнозойского комплекса Азербайджана имеется более сложная взаимосвязь, чем это принято в настоящее время при геологическом использовании данных гравиразведки.

Описание соотношений связи тектоники осадочных отложений со структурой поверхности консолидированной коры дается по крупным геотектоническим единицам Азербайджана; при этом соблюдено принятое деление республики на нефтегазоносные области.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН МЕГАНТИКЛИНОРИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ВОСТОЧНО-ПРЕДКАВКАЗСКИЙ ПЕРЕДОВОЙ ПРОГИБ (ПРИКАСПИЙСКО-КУБИНСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ОБЛАСТЬ)

Наиболее крупными структурами поверхности консолидированной коры Прикаспийско-Кубинской области (рис. 1) являются Центральное поднятие юго-восточного Кавказа (Дибрарское) и Восточно-Предкавказский передовой прогиб. Основной положительный структурный элемент поверхности консолидированной коры и юрского комплекса пород второго порядка — Кусаро-Хачмасский выступ, представляющий собой отрог мегантиклинория Большого Кавказа.

В северо-восточной части Прикаспийско-Кубинской области по гравиметрическим данным (наличие максимума силы тяжести) выделялся еще один положительный структурный элемент поверхности консолидированной коры и юрских отложений — Ялама-Худатский выступ западно-западного простирания (Гаджиев, 1958, 1965; Цимельзон, 1963₂). Предполагалось, что Ялама-Худатский выступ является непосредственным продолжением Среднекаспийского сводового поднятия эпигерцинской платформы и разделяет Восточно-Предкавказский прогиб на два прогиба второго порядка: более крупный и глубокий Североприапшероно-Дивичинский и Махачкалинский. Региональные сейсмические исследования Ялама-Худатского побережья в 1965 г. показали, что Ялама-Худатский выступ отделяется от Среднекаспийского свода глубоким прогибом, выполненным третичными и мезозойскими отложениями. Сейсмическими исследованиями 1965 г. охвачена лишь крайняя юго-западная часть прогиба; по данным этих исследований, глубина залегания условного сейсмического горизонта, предположительно приуроченного к юрским отложениям, находится здесь на глубине около 8 км. Таким обра-

¹ V_r изменяется от 5,3 до 7,4 км/сек, преобладают скорости около 6 км/сек. Большие значения V_r характеризуют участки внедрения в кристаллический фундамент основных изверженных пород. Что касается низких значений скоростей V_r (5,3—6 км/сек), то следует подчеркнуть, что они могут характеризовать породы, не только относимые к консолидированной коре в обычном понимании этого термина, но также осадочные породы Азербайджана, интродуцированные основными изверженными породами (в особенности на участках, где скорость меньше 6 км/сек). Это обстоятельство, к сожалению, недостаточно учитывается при использовании материалов ГСЗ и КМПВ.

зом, Махачкалинская депрессия не замыкается на небольшом расстоянии от берега, как это предполагалось, а продолжается, по всей вероятности, в пределы Ялама-Худатского побережья. Вопрос о соотношении Махачкалинского и Североприапшероно-Дивичинского прогибов не изучен.

В юго-восточной части Прикаспийско-Кубинской области по гравиметрическим данным выделяется крупное Агзыбирчала-Востонохачмаское поднятие (зона поднятий) мезозойских (преимущественно юрских) пород меридионального простирания, продолжающееся в море (Цимельзон, 1963₂).

В Прикаспийско-Кубинской области выявлен ряд локальных максимумов силы тяжести, обусловленных локальными поднятиями мезозойских (преимущественно юрских) пород (Цимельзон, 1963₂). Устанавливается смещение к северу сводовых частей мезозойских поднятий по отношению к сводовым частям поднятий по третичному комплексу пород. Смещение более древних сводов складок к северу устанавливается, кроме собственно Прикаспийско-Кубинской области, в пределах Восточной антиклинальной зоны Южного Дагестана. По данным морской сейсморазведки, подобное смещение происходит также на участках Советабад и Яшма. Таким образом, смещение более древних сводов складок к северу является региональной закономерностью для всего Восточно-Предкавказского прогиба и должно учитываться при глубоком разведочном бурении на мезозойские отложения.

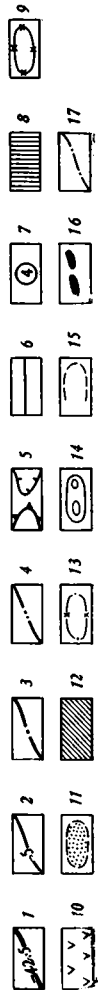
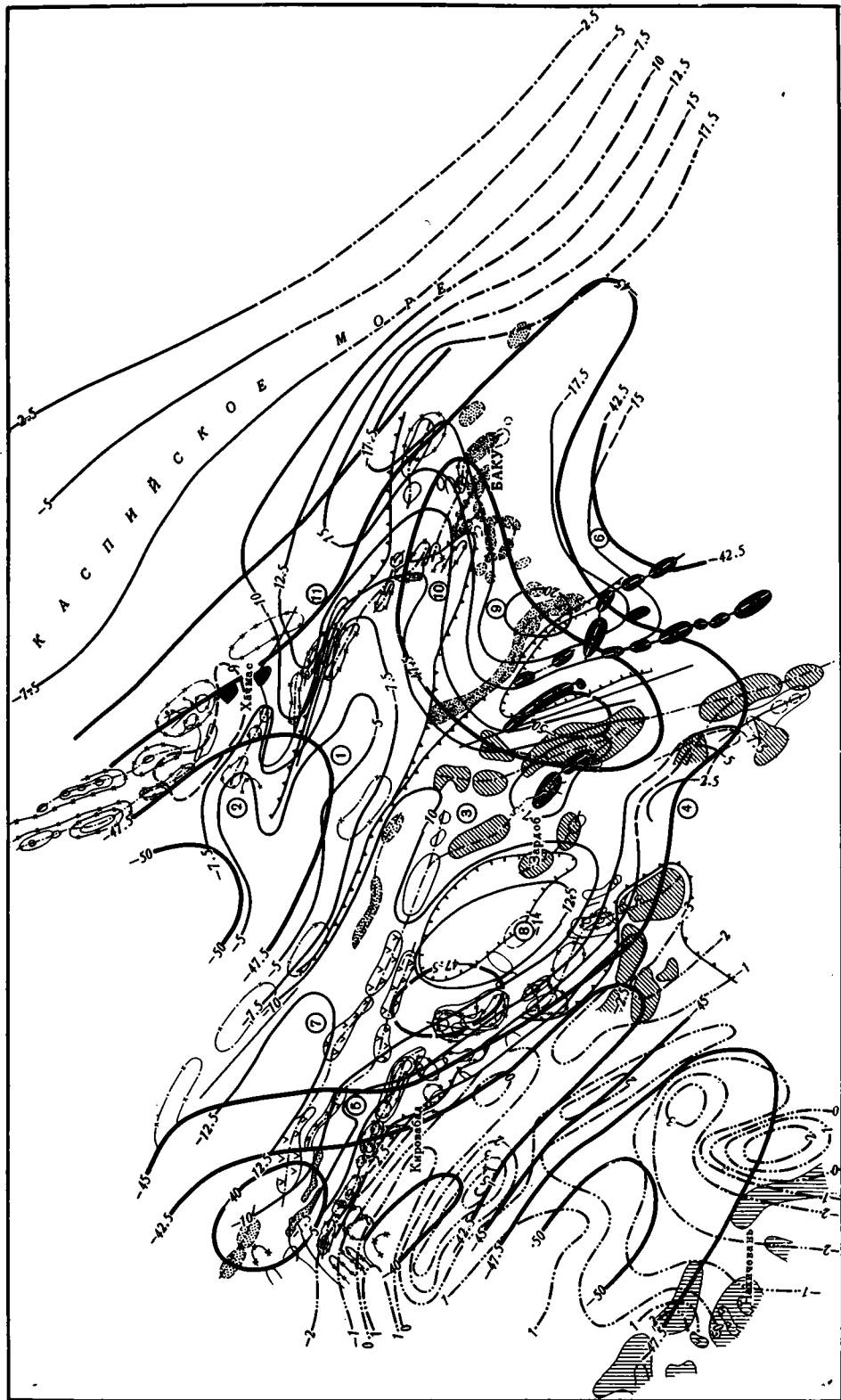
ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПОГРУЖЕНИЕ МЕГАНТИКЛИНОРИЯ БОЛЬШОГО КAVKAZA (АПШЕРОНСКАЯ И ШЕМАХИНО-КОБЫСТАНСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ОБЛАСТИ)

В Апшеронской области прослеживаются основные структурные элементы поверхности консолидированной коры Прикаспийского района: Североприапшероно-Дивичинский прогиб и Центральное поднятие юго-восточного Кавказа; последнее сменяется на юге Апшероно-Жилинским прогибом.

Данные гравиметрии, как это было нами подробно аргументировано (Цимельзон, 1961₁, 1965₂), указывают на диапировую природу (в широком смысле) миоцен-палеогеновой складчатости Апшероно-Жилинского прогиба поверхности консолидированной коры, отображаемого одноименным региональным минимумом силы тяжести. На некоторых участках диапиризм носит здесь недоразвитый характер.

В последнее время М. Г. Агабеков предположил, что складки депрессионных зон Азербайджана, и в частности Апшеронской области, образовались путем нагнетания глинистой массы из области прогибания осадочного бассейна в его периферийные зоны. В то же время М. Г. Агабеков (1963) указал, что нагнетание глинистой массы не должно рассматриваться как проявление диапиризма, так как несмотря на длительный процесс нагнетания глины наибольшая ее мощность сохраняется в смежных синклиналильных прогибах и, наоборот, в присводовых частях складок мощность тех же глинистых прослоев минимальна.

Противопоставление складчатости нагнетания и диапировой складчатости не является правомерным. Так, еще И. М. Губкин (1934) отмечал, что формирование диапировых складок произошло именно в процессе нагнетания. В. В. Белоусов (1958) также относит диапировые складки к складкам нагнетания. Утверждение М. Г. Агабекова, что в присводовых частях поднятий Апшеронской области мощность одноименных свит меньше, чем в межкупольных зонах, справедливо лишь в отношении верхне- и среднеплиоценовых отложений. Что же касается пластичных отложений майкопской и коунской свит, то в присводовых частях диапировых складок эти отложения имеют не уменьшенную, а



резко увеличенную мощность. Кроме общегеологических соображений, это положение подтверждается гравиметрическими и сейсмическими данными (Цимельзон, 1963₁, 1965₂; Пустильников, Рабкин, 1963; Караев, 1965).

Увеличение мощности миоцен-палеогеновых отложений в сводовых частях диапировых складок иллюстрируется геолого-геофизическим профилем (рис. 2). Из этого профиля видно также, что локальные минимумы силы тяжести, приуроченные к третичным складкам, не обязательно коррелируются с рельефом, как предполагал Б. В. Григорьянц (1963), и следовательно, не могут быть обусловлены ошибками редуцирования силы тяжести, как считает этот автор. Реальность локальных минимумов Апшеронского полуострова и Кобыстана подтверждена специально выполненными исследованиями (Насруев, Цимельзон, 1966).

Шемахино-Кобыстанская область изучена геофизическими методами слабее, чем соседние Апшеронская и Прикаспийско-Кубинская. По аналогии с другими районами Азербайджана для Шемахино-Кобыстанской области в настоящее время принят критерий прямого соответствия региональных гравитационных максимумов и минимумов поднятия и прогибам поверхности консолидированной коры. Соответственно этому критерию Р. М. Гаджиев (1958, 1965) выделяет здесь Дибрарское, Яваныдаг-Сангачальское и Навагинское поднятия кристаллического фундамента.

При обобщении материалов гравиметрической съемки Азербайджана, законченном в 1962 г. (Цимельзон, 1965₃), в пределах Центрального и Южного Кобыстана были выделены по рельефу поверхности консолидированной коры Таштинский и Куши-Пирсагатский прогибы, разделенные Яваныдаг-Сангачальским поднятием. Навагинский максимум, в отличие от варианта интерпретации, предлагаемого Р. М. Гаджиевым, увязывался нами не с поднятием поверхности консолидированной коры, а со строением мезокайнозойского комплекса. Было высказано предположение (Цимельзон, 1963₁), что по аналогии с Калининско-Бузовинским участком соседней Апшеронской области на Навагинском участке имеется не «прямое», а «обратное» соответствие между гравитационной аномалией и строением мезокайнозойских образований.

С целью изучения структуры поверхности консолидированной коры в 1965 г. в Шемахино-Кобыстанской области были проведены региональные сейсмические работы методами КМПВ и глубинных ОВ. В результате этих исследований получены лишь отрывочные данные, указывающие, по-видимому, на то, что поверхность консолидированной коры расположена в Центральном и Южном Кобыстане значительно глубже, чем это представлялось ранее. То обстоятельство, что поверхность консолидированной коры расположена здесь на глубинах 15—20 км, приводит к заключению, что региональные гравитационные аномалии Центрального и Южного Кобыстана обусловлены влиянием более поверхно-

Рис. 1. Схема сопоставления структур осадочного комплекса пород с глубинным строением Азербайджана

1 — изолинии глубин поверхности Мохоровичича, км; 2 — изолинии глубин поверхности консолидированной коры; 3 — изолинии глубин поверхности консолидированной коры по данным ГСЗ на море; 4 — изолинии глубин поверхности доорского фундамента (по И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому, 1956); 5 — контуры мегаклинориев и впадин второго порядка по поверхности мезозойских образований; 6 — глубинные разломы; 7 — поднятия и прогибы поверхности консолидированной коры; 1—6 — поднятия: 1 — Центральное поднятие юго-восточного Кавказа, 2 — Кусаро-Хачмаоское, 3 — Саатлы-Геокчайское, 4 — Мугано-Притагышское, 5 — Шамхорское, 6 — Бакинского архипелага; 7 — 11 — прогибы: 7 — Среднекурирский, 8 — Евлах-Агджабедиинский, 9 — Кобыстано-Нижекуруинский, 10 — Апшероно-Жилинский, 11 — Североапшероно-Дивичинский; 8—10 — локальные поднятия, выделяемые по данным гравиразведки; 8 — верхнепалеозойских или верхнепалеозойско-триасовых пород; 9 — мезозойских (преимущественно юрских) пород, 10 — миоцен-мезозойских пород; 11 — диапировые складки нагнетания в миоцен-палеогеновых отложениях; 12 — участки локального приближения к поверхности магматических пород в Карабах-Мугано-Вандамской зоне, к которым приурочены поднятия в мезозойско-палеогеновых отложениях; 13 — участки локального приближения вулканогенных пород в области Вандамского антиклинория; 14—16 — локальные поднятия, выделяемые по данным сейсморазведки: 14 — верхнемеловых пород, 15 — миоцен-палеогеновых пород, 16 — плиоценовых пород; 17 — оси антиклинальных зон по геофизическим данным

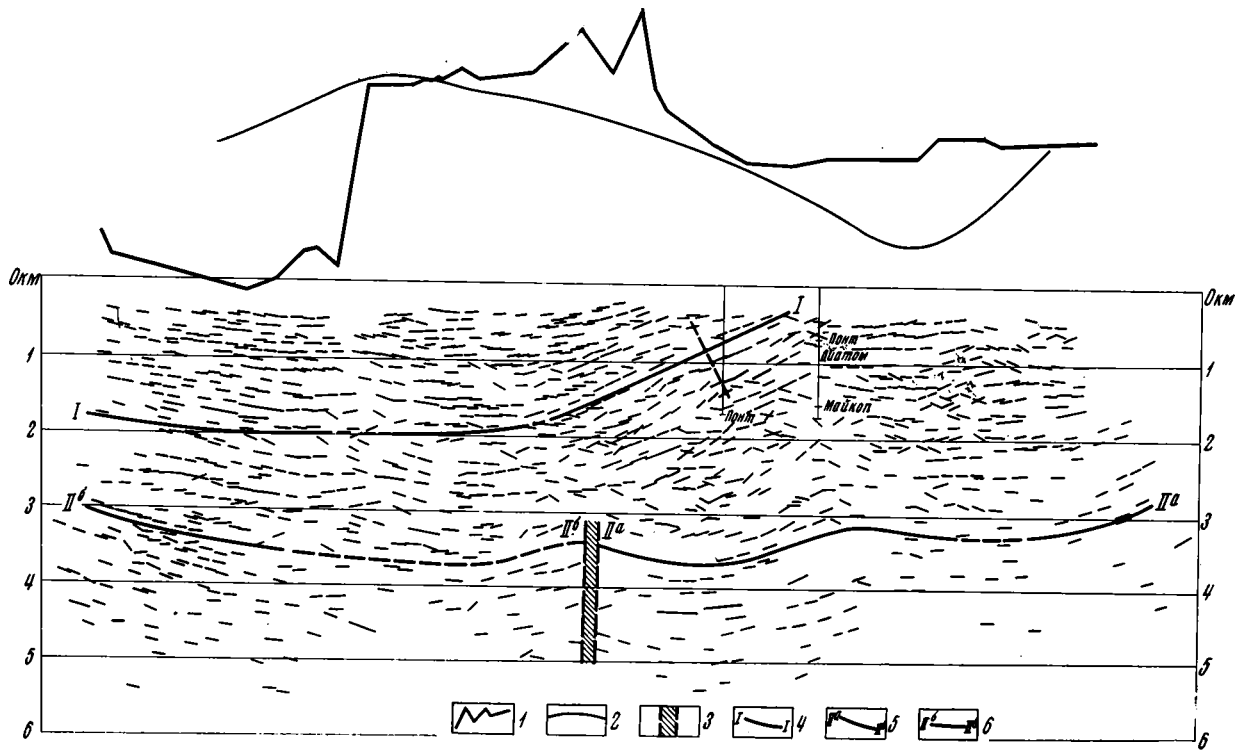


Рис. 2. Геолого-геофизический профиль № 15 Карадаг-Шорбулаг (сейсмические данные методом регулируемого направленного приема, по Б. М. Караеву)

1 — кривая рельефа; 2 — кривая локальной аномалии силы тяжести; 3 — граница возможной смены миоцен-олигоценовых и палеоцен-верхнемеловых отложений в пределах глубин условного сейсмического горизонта (УСГ); 4 — УСГ в продуктивной толще; 5 — УСГ в миоцен-олигоценовых отложениях; 6 — УСГ, предположительно приуроченный к палеоцен-верхнемеловым отложениям

стных факторов, чем рельеф кровли кристаллического фундамента, а именно — структурой мезокайнозойских отложений. Следует подчеркнуть, что в настоящее время остается неясным, имеет ли здесь место «прямое» соответствие региональных максимумов и минимумов поднятия и прогибам отложений мезокайнозою или «обратное» соответствие, как это установлено для локальных гравитационных аномалий областей развития диапировых форм складчатости (Цимельзон, 1965₂). С нашей точки зрения, наиболее вероятно предположение о соответствии региональных минимумов Центрального и Южного Кобыстана поднятия отложений мезокайнозою, а максимумов — прогибам.

Для уточнения вопроса о связи региональных гравитационных аномалий Центрального и Южного Кобыстана со структурой отложений кайнозою и мезозоя целесообразно обработать методом регулируемого направленного приема (МРНП) региональный опорный сейсмический профиль, пересекающий в северо-восточном направлении основные гравитационные аномалии; глубина исследования на опорном профиле должна составлять 6—7 км.

Что касается структуры поверхности консолидированной коры, то в настоящее время можно говорить достоверно лишь о ее взаимосвязи с наиболее крупными гравитационными аномалиями Шемахино-Кобыстанской и соседних областей, какими здесь являются Дибрарский максимум и Кобыстано-Нижнекуруинский минимум. В соответствии с этими гравитационными аномалиями по рельефу поверхности консолидированной коры мы выделяем Центральное поднятие юго-восточного Кавказа, соответствующее Дибрарскому максимуму, и Кобыстано-Нижнекуруинский прогиб, соответствующий одноименному минимуму (рис. 1).

В связи с задачей выяснения перспектив нефтегазоносности мезозойских отложений Азербайджана большую актуальность приобретает выяснение вопроса о соотношениях структурных планов кайнозойских и более глубоких стратиграфических комплексов пород в области юго-восточного погружения Большого Кавказа и, в частности, на участках развития диапировой складчатости. Процесс образования диапировых структур, описанный И. М. Губкиным, предполагает унаследованность миоцен-палеогеновых структур от складчатых структур мезозойского ложа, так как именно неравномерное накопление осадков послужило причиной возникновения зон высокого и пониженного давления. В противоположность этой точке зрения, многие геологи, признавая диапировый (в широком смысле) характер складчатости юго-восточного погружения Большого Кавказа, считают складки кайнозойских отложений новообразованными. Наиболее полно эта точка зрения развита В. В. Семеновичем (1959) на примере Западной Туркмении. По мнению В. В. Семеновича, складки в комплексе кайнозойских отложений не имеют корней в более глубоких стратиграфических комплексах. «Корнями» складок он считает сбросы, пересекающие весь мезокайнозойский комплекс и связанные с общим погружением впадины.

Роль разрывов и дифференцированного перемещения блоков депрессии в образовании диапировой складчатости подчеркивается многими исследователями. В то же время, насколько можно судить по геофизическим данным, поднятия миоцен-палеогеновых слоев Апшеронского полуострова, как правило, сопровождаются поднятиями в мезозойских (по крайней мере верхнемеловых) отложениях, что не позволяет считать складки кайнозойских пород новообразованиями. Общее согласие тектоники миоцен-палеогеновых и меловых отложений установлено в последнее время сейсморазведкой на отдельных участках Куши-Пирсагатской зоны Шемахино-Кобыстанской области, а также в Кеймиро-Чиқишлярском районе Западной Туркмении. Характерно, что над сводами третичных поднятий всех трех районов наблюдаются локальные мини-

мумы силы тяжести, что с гравиметрической точки зрения позволяет рассматривать миоцен-палеогеновую складчатость этих районов как диапировую в широком смысле этого термина (включающего кроме развитой, также эмбриодиапировую складчатость нагнетания).

НИЖНЕКУРИНСКАЯ И СРЕДНЕКУРИНСКАЯ ВПАДИНЫ (ПРИКУРИНСКАЯ, АДЖИНОУРСКАЯ И МЕЖДУРЕЧЬЯ КУРЫ И ИОРИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ОБЛАСТИ)

В глубинной структуре Нижнекуринской впадины выделяются две крупные тектонические единицы: Сабирабад-Геокчайская область поднятия и Ширвано-Сальянская область прогиба (Цимельзон, 1965₁), сопряженные по глубинному разлому.

Для Ширвано-Сальянской области характерно глубокое залегание поверхности консолидированной коры и интенсивная складчатость плиоцен-антропогеновых отложений. План складчатости среднеплиоцен-четвертичных отложений отличен от плана складчатости более глубоких слоев. Мезозойские отложения, образуют, по всей вероятности, синклиналь.

В более крупном плане Сабирабад-Геокчайская область вместе с расположенными к югу и юго-западу участками Притальшской Мугани и Мильско-Карабахской степей относится к единой зоне поднятия. Эта зона отображается крупнейшей положительной гравитационной аномалией, получившей название «Кюрдамирского моста», Талышко-Вандамского или Карабах-Мугано-Вандамского максимума (Абакелиа, 1937; Вебер, Федянский, 1947; Цимельзон, 1959).

Талышко-Вандамский максимум обусловлен неглубоким залеганием поверхности консолидированной коры и внедрением основной магмы в кристаллический фундамент и нижнюю часть осадочных отложений, имеющих здесь уменьшенную мощность. Вторая причина является основной. Именно она главным образом обусловила как общий гравитационный фон Талышко-Вандамской аномалии, так и наиболее интенсивные аномалии более мелкого порядка, отмечаемые в описываемой зоне. Соответственно двум ветвям гравитационной аномалии (Мугано-Вандамской и Мугано-Карабахской) в Талышко-Вандамской (Карабах-Мугано-Вандамской) зоне установлены дислокации субмеридиональных и субширотных направлений.

По данным гравиметрии (наличие региональных максимумов силы тяжести), ГСЗ и КМПВ в Талышко-Вандамской зоне выделяются два поднятия поверхности консолидированной коры, ориентированные в северо-западном направлении: Саатлы-Геокчайское в центральной части Кура-Араксинской низменности и Белясуварское (Карадонлинское) в Притальшской Мугани.

Саатлы-Геокчайское поднятие имеет вид выступа, погружающегося в северо-западном направлении. Глубина залегания поверхности консолидированной коры изменяется в контурах Саатлы-Геокчайского поднятия от 7—8 до 10—11 км. Граничная скорость составляет 6,2—7,3 км/сек. В основании Саатлы-Геокчайского выступа (район слияния Куры и Аракса) отмечается Саатлинский (Сабирабадский) локальный максимум силы тяжести, обусловленный приподнятым блоком консолидированной (базальтизированной?) земной коры (Цимельзон, 1959, 1965₃), о чем свидетельствуют большие значения граничных скоростей на данном участке (7,1—7,3 км/сек). Для выяснения природы глубоких слоев земной коры в области Талышко-Вандамского максимума Саатлинский участок намечен для заложения сверхглубокой (15 км) скважины.

В пределах Белясуварского (Мугано-Приталышского) поднятия по сейсмическим данным устанавливается наименьшая (для равнинных районов Азербайджана) глубина залегания поверхности консолидированной коры — 2 км. Учитывая, однако, широкое развитие на Белясуварском участке внедрений основных изверженных пород в осадочную толщу, к этой цифре следует относиться с большой осторожностью (V_r изменяется на Белясуварском участке в пределах 5,7—6,1 км/сек). Участок Белясуварского поднятия следует считать первоочередным объектом буровых работ с целью выяснения вещественного состава земной коры; глубина скважины должна составить 4—5 км. Бурение, рекомендуемое на Белясуварском участке, особенно актуально в связи с намеченным бурением Саатлинской сверхглубокой скважины.

Карабах-Мугано-Вандамская зона поднятия характеризуется общей унаследованностью структурного плана глубинных магматических пород и мезозойско-палеогеновых отложений. На участках приближения глубинных магматических пород к дневной поверхности наблюдается резкое сокращение мощности нижней части осадочных отложений и общее согласие тектоники осадочного, метаморфического и магматического комплексов. Этот вывод, сделанный на основании обобщения данных гравиметрической съемки, подтвержден в настоящее время результатами сейсмических работ на Саатлы-Джарлинском, Мурадханлинском, Приталышском и Ждановском участках. Структуры мезозойско-палеогенового комплекса представлены на этих участках крупными пологими антиклиналями неправильной формы. Антропоген-верхнеплиоценовые отложения имеют здесь увеличенную мощность и залегают моноклинально (Цимельзон, 1963₃, 1965₁).

В последнее время появился ряд работ, в которых Талышко-Вандамский максимум объясняется наличием срединного массива. Если не считать работ первого этапа геофизического изучения Азербайджана (в частности, работы И. М. Губкина, 1934 г.), то на наличие в Прикуринской области срединного массива указал Ю. Н. Годин в 1956 г. В. Е. Хаин (1959) отметил, что на существование древнего массива, занимающего полосу Аджиноурской возвышенности и большую часть Кура-Араксинской низменности, указывает наличие крупных положительных гравитационных аномалий.

Идея о наличии в Кура-Араксинской низменности срединного массива была развита В. И. Куликовым. В более ранних построениях этого автора (Куликов, 1960) срединный массив, названный Саатлы-Кюрдамирским срединным региональным поднятием, занимал лишь центральную часть Кура-Араксинской низменности, а область Белясуварского гравитационного максимума в Приталышской Мугани была выделена в качестве предгорной геоантиклинали. Позднее (Куликов, 1961) к области срединного массива была отнесена также область Белясуварского максимума в Приталышской Мугани. Этот более крупный срединный массив был назван Нижне-Куринским.

В работе А. А. Али-заде, Г. А. Ахмедова и др. (1966) за область срединного (Кюрдамиро-Саатлинского) массива принимается, как и в более раннем варианте построений В. И. Куликова, лишь Центральная часть Кура-Араксинской низменности.

Выше отмечалось, что одной из причин, обуславливающих Талышко-Вандамский максимум, является неглубокое залегание поверхности консолидированной коры. Интенсивные прогибания начались здесь лишь с конца среднего плиоцена¹. Учитывая это обстоятельство, можно го-

¹ Исследования на Джарлы-Мурадханлинском участке, которые провели в 1966 г. П. Б. Маневич и А. Н. Гаджиев, показали, что в течение олигоцен-миоценового времени отдельные участки Талышко-Вандамской зоны также испытали знакопеременные тектонические движения, в результате которых накопились терригенные образования мощностью около 3 км.

ворить о наличии в Кура-Араксинской низменности срединного массива — части Закавказского срединного массива, историю развития которого подробно описал В. Е. Хаин. В то же время совершенно неправомерно отождествлять со срединным массивом всю область Талышско-Вандамского максимума, поскольку главной причиной обусловившей эту гравитационную аномалию, является внедрение основной магмы в кристаллический фундамент и нижнюю часть осадочных отложений. Именно нечеткое различие двух факторов, обусловивших существование Талышско-Вандамского максимума, является причиной того, что при одних и тех же исходных гравиметрических данных различные авторы по-разному изображают описываемый срединный массив. Можно привести ряд фактов, которые противоречат объяснению Талышско-Вандамского максимума лишь наличием срединного массива, однако достаточно отметить, что границы массива и максимума не совпадают.

В Среднекуринской впадине (нефтегазоносные области Аджиноурская и междуручья Куры и Иори) по рельефу поверхности консолидированной коры отмечаются северо-западное продолжение описанного выше Саатлы-Геокчайского поднятия (рис. 1), отображаемого одноименным максимумом силы тяжести, и Среднекуринский прогиб, отображаемый Алазано-Верхнекуриным (Алазано-Среднекуриным) минимумом. В контурах изолинии 10 км Среднекуринский прогиб вместе с расположенным к юго-востоку Евлах-Агджабединским прогибом принадлежит к единому, более крупному прогибу поверхности консолидированной коры. Р. М. Гаджиев (1965) выделяет в Среднекуринской впадине еще одно поднятие поверхности кристаллического фундамента — Эльдарское, оконтуриваемое изолинией 8 км и отображаемое одноименным максимумом силы тяжести. С нашей точки зрения, кристаллический фундамент находится на Эльдарском участке на большей глубине, а гравитационная аномалия обусловлена структурой мезокайнозойских отложений, как в районе развития третичной складчатости Кобыстана.

Геологическое истолкование локальных гравитационных аномалий северной части Аджиноурской области (рис. 3) вызывает большие затруднения, что обусловлено слабой геолого-геофизической изученностью этого участка. В 1962 г., учитывая приуроченность к Дашюз-Амированскому антиклинальному поясу интенсивной зоны локальных минимумов силы тяжести, автор предположил эмбриодиапировый характер палеогеновой складчатости Дашюз-Амированского антиклинального пояса. В последнее время в Аджиноурской области были проведены гравиметрические исследования. При сопоставлении выявленных локальных аномалий силы тяжести с геологической картой Аджиноурской области, составленной по данным крупномасштабных съемок и структурно-картировочного бурения (Ширинов, Баженов, 1962), отмечается, что зона локальных минимумов приурочена лишь к восточной части Дашюз-Амированского пояса (Айдынбулагская, Чайкендская, Согутлинская и Гейванлинская антиклинали). Что касается западных частей Дашюз-Амированского и Кудбарекдаг-Камыкаинского поясов, то к ним приурочены зоны узких интенсивных локальных максимумов, обусловленных преобладающим влиянием плиоценовой складчатости. В свете новых геологогеофизических данных, предположение об эмбриодиапировом характере палеогеновой складчатости следует относить лишь к восточной части Дашюз-Амированского пояса.

Принимая во внимание установленный в Краснокогодско-Дашюзской полосе надвиг юрских образований на акчагыльские, В. Е. Хаин в 1963 г. предположил, что приуроченность гравитационных минимумов к Дашюз-Алятской полосе объясняется крупным надвиговым перекрытием с севера, надвигом мезозойских толщ на плиоценовые, выполняющие предгорную депрессию. По новым данным А. В. Мамедова (1968), утесы юрских пород предгорной зоны южного склона Большого Кавка-

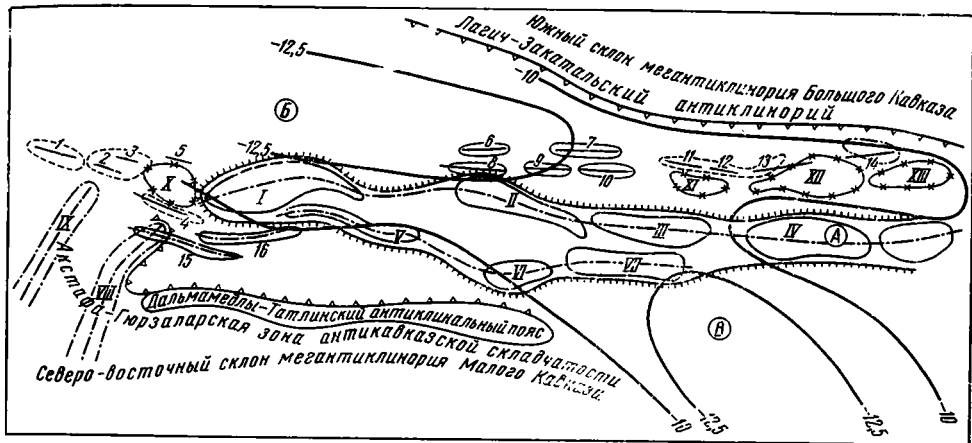


Рис. 3. Схема тектоники миоцен-мезозойских отложений Среднекуринской впадины

1 — изолинии глубин поверхности консолидированной коры; 2 — структуры, выделяемые по изолиниям глубин поверхности консолидированной коры: А — Геокчайское (Саатлы Геокчайское) поднятие, Б — Среднекуринский прогиб, В — Евлах-Апджабединский прогиб; 3 — границы тектонических элементов первого порядка мезозойского комплекса; 4 — границы тектонических элементов второго порядка мезозойского комплекса; 5—7 — поднятия, выделяемые по наличию локальных максимумов силы тяжести; 5 — миоцен-мезозойских пород в пределах Эйляроуги-Геокчайского антиклинория; I—IV — антиклинали Эйляроуги-Геокчайского антиклинального пояса: I — Эйляроугинская, II — Западно-Коджашенская, III — Коджашенская, IV — Геокчайская; V—VII — антиклинали Палантекия-Караджинского антиклинального пояса: V — Палантекиянская, VI — Воздагская, VII — Дагирмандаг Караджинская; 6 — антикавказские («поперечные») выступы юрских пород; VIII — Акстафа-Чобандагский, IX — Салхалы-Саждагский; 7 — неогеновых или миоценовых пород Алазано-Аргичайского прогиба и Джейранчельского синклинория; 1—5 — антиклинали участка диапировой складчатости в северо-западной части междуречья Куры и Иори: 1 — Алачыгская, 2 — Яйлачыгская, 3 — Армудлинская, 4 — Чобандагская, 5 — Байда; 6—7 — антиклинали Дашюского антиклинального пояса неогеновой складчатости: 6 — Западно-Дашюская, 7 — Восточно-Дашюская; 8—10 — антиклинали Кудбарекдаг-Камыканского антиклинального пояса: 8 — Кудбарекдагская, 9 — Агдаринская, 10 — Бююк-Дагна; 11—14 — антиклинали Айдыбулаг-Гейванлинского антиклинального пояса: 11 — Айдыбулагская, 12 — Чаркендская, 13 — Согуллинская, 14 — Гейванлинская; 15—16 — антиклинали в Джейранчельском синклинории: 15 — Кейрюккейланская, 16 — Гюрзундагская; 8 — диапировые складки нагнетания в палеогеновых отложениях, выделяемые по наличию локальных минимумов силы тяжести; 9 — антиклинали, выделяемые по геологическим данным; 10 — локальные максимумы силы тяжести, обусловленные наличием погребенных мезозойских поднятий или (другой вариант интерпретации) влиянием увеличения мощности более плотных миоцен-антропогенных отложений на синклинально построенных участках: X — Чобандагский, XI — Каябашинский, XII — Ниджекий (Дазалинский), XIII — Ивановский

за являются экзотическими и приурочены к эоценовым отложениям. А. В. Мамедов считает, что эти утесы перенесены в палеогеновый бассейн с юга (с северной части Куринской впадины).

При теперешнем состоянии геолого-геофизической изученности северной части Аджиноурской области изложенные выше точки зрения на геологическую природу локальных гравитационных аномалий и тектонику этого участка, равно как и существующие взгляды на происхождение юрских утесов предгорной зоны южного склона Большого Кавказа, имеют характер предположений. Для уточнения геологической природы локальных гравитационных аномалий северной части Аджиноурской области рекомендуется выполнить опорный сейсмический профиль с глубиной исследования около 7 км, пересекающий основные гравитационные зоны этой площади.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЕ СКЛОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА — ТАЛЫША И ЮГО-ЗАПАДНЫЙ БОРТ КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ (КИРОВАБАДСКАЯ И ПРИТАЛЫШСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ОБЛАСТИ)

Кировабадская и Приталышская (Астраханбазарская) области относятся в основном к зоне Сомхето-Муганского максимума силы тяжести, являющегося запад-северо-западной ветвью Талышко-Вандамской (Карабах-Мугано-Вандамской) аномалии. Сомхето-Муганский максимум, как и Мугано-Вандамский, обусловлен общим сокращением мощ-

ности осадочных отложений и базальтизацией земной коры. Северо-восточная часть Кировабадской области относится к зоне Евлах-Агджабединского минимума, обусловленного упомянутым выше одноименным прогибом поверхности консолидированной коры. Следует отметить, что южная часть Приталышской области относится к Мугано-Вандамской ветви Талышко-Вандамской аномалии север-северо-западного направления. В этой связи возможен вариант тектонического районирования, при котором Приталышскую область следует объединять не с Кировабадской, а с Прикуринской.

В Сомхето-Муганской зоне, так же как и в Мугано-Вандамской, имеет место общая унаследованность структурных планов поверхности консолидированной коры и нижней части осадочных отложений. Так, Шамхор-Караджамирлинская и Сарыкамыш-Дальмамедлинская антиклинали, в строении которых принимают участие палеогеновые и мезозойские отложения (Цимельзон, 1964), совпадают в плане с Шамхорским поднятием поверхности консолидированной коры. Максимальное приближение фундамента составляет на участке Шамхорского поднятия 6—7 км. Земная кора, включая палеогеновые и мезозойские отложения, здесь «базальтирована», о чем можно судить по наличию интенсивных магнитных аномалий.

Литература

- Абакели М. С. К проблеме Кюрдмирского гравитационного хребта в Закавказье. *Азерб. нефт. х-во*, № 8—10, 1937.
- Агабеков М. Г. Геологическое строение нефтяных месторождений Азербайджана и их формирование. *Азерб. гос. изд-во*, Баку, 1963.
- Агабеков М. Г., Мамедов А. В. Геология и нефтегазоносность Западного Азербайджана. *Изд-во «Азернефтнешр»*, Баку, 1960.
- Али-заде А. А., Ахмедов Г. А., Ахмедов А. М., Алиев А. К., Зейналов М. М. Геология нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. *Изд-во «Недра»*, 1966.
- Али-заде А. А., Цимельзон И. О. Глубинное строение Азербайджана. *Геотектоника*, № 3, 1966.
- Белогосов В. В. Типы и происхождение складчатости. *Сов. геология*, № 1, 1958.
- Вебер В. В., Федынский В. В. Гравиметрическая картина юго-восточного Кавказа в палеогеографическом освещении. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, № 5, 1947.
- Гаджиев Р. М. Учет влияния различий в мощности и плотности слоев земной коры на возникновение гравитационных аномалий Восточного Азербайджана. *Уч. зап. Азерб. гос. ун-та*, № 6, 1958.
- Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. *Азерб. гос. изд-во*, Баку, 1965.
- Геофизическое изучение геологического строения нефтегазоносных областей Азербайджана. Под редакцией А. А. Али-заде, *Изд-во «Азернешр»*, 1963.
- Годан Ю. Н. Комплексные геофизические исследования глубинного строения земной коры на примере Закаспия. В кн. «Материалы по геологии нефти», т. 1, *Международ. геол. конгр., XX сес. Докл. сов. геологов. Гостоптехиздат*, 1958.
- Григорьянц Б. В. Некоторые вопросы геологического истолкования локальных аномалий силы тяжести. *Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.*, № 2, 1963.
- Григорьянц Б. В. Роль поверхностной структуры в распределении аномалий силы тяжести в складчатых областях. *Сов. геол.*, № 7, 1964.
- Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. *ОНТИ*, 1934.
- Караев Б. М. Результаты сейсморазведки методом РНП в юго-западной части Апшеронского полуострова. *Азерб. нефт. х-во*, № 10, 1965.
- Кириллова И. В., Сорский А. А. О строении доальпийского фундамента Кавказа. В кн. *Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР*. *Изд-во АН АзербССР*, 1956.
- Куликов В. И. Результаты геофизической разведки в Азербайджане. *АзИНТИ*, Баку, 1960.
- Куликов В. И. Глубинное геологическое строение Азербайджанской ССР по данным геофизических исследований. В сб. «Состояние и перспективы геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых». *Гостоптехиздат*, 1961.
- Мамедов А. В. Условия залегания и происхождение утесов юрских пород предгорной зоны южного склона Большого Кавказа. *Геотектоника*, № 4, 1968.
- Насруев Н. Р., Цимельзон И. О. Оценка влияния рельефа на локальные аномалии Южного Кавказа. *Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ*, № 7, 1966.

- Пустильников М. Р., Рабкин Я. М. К вопросу о глубинном строении Таманского полуострова по данным сейсмических исследований. Нефтегаз. геол. и геофиз., № 11, 1963.
- Семенович В. В. Об условиях формирования складок в плиоценовом и постплиоценовом комплексах Западно-Туркменской низменности. Тр. ВНИИГНИ, вып. XXIII, Гостоптехиздат, 1959.
- Хаин В. Е. Закавказский срединный массив и концепция Грузинской глыбы. В сб. трудов геол. ин-та АН ГрузССР «Академику АН ГрузССР А. И. Джанелидзе». Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1959.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд-во АН АзербССР, 1952.
- Цимельзон И. О. К проблеме геологической интерпретации Талышско-Вандамского гравитационного максимума. Геология нефти и газа, № 3, Гостоптехиздат, 1959.
- Цимельзон И. О. Тектоника миоцен-мезозойских отложений Апшеронской нефтеносной области по данным геофизических исследований. Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ, № 9, 1963.
- Цимельзон И. О. Новые данные о тектонике Прикаспийско-Кубинской и Южно-Дагестанской нефтегазоносных областей. Нефтегазовая геология и геофизика, № 11, 1963.
- Цимельзон И. О. Тектоника Ленкоранской (Приталышской) области по данным геофизических исследований. Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ, № 11, 1963.
- Цимельзон И. О. Тектоника палеоген-мезозойских отложений Кировабадской нефтегазоносной области по геофизическим данным. Геол. нефти и газа, № 1, 1964.
- Цимельзон И. О. Тектоника Прикуринской нефтегазоносной области по данным геофизических исследований. Нефтегаз. геол. и геофиз., № 3, 1965.
- Цимельзон И. О. Связь гравитационных аномалий с диапировой складчатостью Азербайджана. В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики». Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол., Изд-во «Недра», 1965.
- Цимельзон И. О. Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований. Сов. геология, № 4, 1965.
- Ширинов Ф. А., Баженов Ю. П. Геологическое строение предгорий южного склона Большого Кавказа. Изд-во «Азернешр», 1962.

Азербайджанский институт
нефти и химии
им. М. Азизбекова

Статья поступила
11 апреля 1968 г.

УДК 551.24(262.5)

В. Г. ЧЕРНОВ

К ВОПРОСУ О СТРОЕНИИ ДНА ЧЕРНОГО МОРЯ К ЮГУ ОТ КРЫМА

В статье дается описание строения дна Черного моря к югу от Крыма на основе изучения конгломератов верхней юры Крымских гор. Приводятся основные сведения о магматических, осадочных и метаморфических породах и их возрасте. Выделяются структурно-формационные этажи и рассматривается история развития этой области, которая представляла зону структур байкальского возраста в северной части, переработанной герцинскими и раннеальпийскими движениями.

Для решения многих геологических задач на современном уровне развития науки часто необходимо знать строение тех участков, которые погребены последующими тектоническими движениями или уничтожены денудацией и недоступны непосредственному изучению. Интерес к таким участкам особенно возрос в последние годы в связи с широкими палеогеографическими исследованиями, при проведении которых приходится выяснять источники сноса обломочного материала, их структурную позицию, состав и возраст их горных пород и т. д.

В настоящей статье автор стремится показать значение конгломератов для решения некоторых вопросов, связанных с реконструкцией строения областей сноса в геосинклинальных областях на примере изучения верхнеюрских конгломератов района г. Демерджи в Крыму.

Еще П. Паллас в 1795 г. высказал мнение, что Крымские горы представляют собой фрагмент обширной складчатой области, южная часть которой опущена под уровень Черного моря. Это предположение в дальнейшем разделяли в том или ином виде все последующие исследователи Крыма. Интерес к этому вопросу усилился в последние годы в связи с широкими геофизическими исследованиями, попытками решить проблему происхождения Черноморской впадины и палеогеографическими исследованиями в Крыму (Гончаров, Непрочнов, 1960; Горшков, Левицкая, 1947; Добровольская, 1964; Муратов, 1949, 1951; Милановский, 1968; и др.). Исследователи, признавая существование к югу от Крыма опустившейся области, по-разному ее называют, вкладывая в название географический, палеогеографический или тектонический смысл. Б. Ф. Добрынин (1922) дает области название Понтида; М. В. Муратов (1949) — Туакское поднятие или южное крыло с центральным ядром мегантиклинория Горного Крыма; В. И. Славин, Д. Яранов (1960) — Блок Черноморского срединного массива; В. И. Лебединский, Н. Н. Макаров (1962) — Южное Крыло складчатого сооружения Горного Крыма; Э. А. Новиков, А. И. Шалимов (1965) — Алуштинское поднятие; В. Е. Хаин, Л. Н. Леонтьев (1950), В. Ф. Пчелинцев (1966) — Закавказская геоантиклиналь и т. д.

Верхнеюрские отложения района г. Демерджи, в составе которых преобладают конгломераты, залегают трансгрессивно и несогласно на сложно дислоцированных породах таврической серии. Вся толща представляет собой комплекс отложений единого седиментационного цикла

общей мощностью 1600 м (Чернов, 1963_{1,2}). Отложения по возрасту соответствуют оксфордскому ярусу и представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и известняками, которые в северном и северо-восточном направлении фашиально замещаются известняками с маломощными прослоями конгломератов и песчаников. В разрезе г. Южная Демерджи преобладают конгломераты и гравелиты. Реже присутствуют песчаники, алевролиты и известняки. Конгломераты и гравелиты в нижней части разреза образуют четко обособленные горизонты. В целом количество грубообломочных пород увеличивается вверх по разрсзу, где чередование с другими типами пород выражено хуже, а удельный объем галек в конгломератах и размеры их уменьшаются. Песчаники и алевролиты распространены преимущественно в нижней части разреза, где часто образуют самостоятельные слои. В верхней части разреза они входят в состав заполняющей массы конгломератов. Органогенные и органогенно-обломочные известняки присутствуют только в верхней части разреза, образуя линзовидные тела мощностью до 5—10 м. Отложения в целом имеют ритмичное строение, которое определяется чередованием различных пород. Наиболее отчетливо ритмичное строение наблюдается в нижней части толщи на южном склоне г. Демерджи, где чередуются конгломераты, песчаники и алевролиты. Мощность ритмов от 20 до 100 м. В верхней части толщи ритмичное строение выражено менее четко, так как оно определяется здесь чередованием разногальчных конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников. Мощность ритмов от 2—3 до 10—15 м.

Грубообломочные отложения оксфорда и титона широко распространены в пределах Главной гряды Крымских гор, протягиваясь почти непрерывной полосой от г. Феодосия на востоке до Бабуган Яйлы на юго-западе. Конгломераты, кроме того, встречаются в отложениях таврической серии (г. Ялта) и средней юры (с. Кастрополь).

В окрестностях Ялты, по данным А. Д. Миклухо-Маклая и М. В. Муратова (1958), в таврической серии присутствует линза конгломератов протяженностью около 20 и мощностью 2 м. В составе конгломератов преобладают обломки размером до 20—30 см в поперечнике органогенных и органогенно-обломочных известняков, содержащих остатки фораминифер, водорослей, мшанок, табулят, строматопор и губок верхней перми. А. Д. Миклухо-Маклай и М. В. Муратов отмечают, что снос галечного материала шел с юга, из области, ныне погруженной под уровень Черного моря. Т. И. Добровольская (1964), кроме гальки известняков, отмечает в этих конгломератах обломки гравелитов, песчаников, алевролитов, кварцитов и жильного кварца.

Состав обломочного материала конгломератов г. Демерджи характеризуется большим петрографическим разнообразием. Исследования автора позволили не только охарактеризовать различные типы пород, но и оценить количественную роль каждой петрографической разности в строении конгломератов (Чернов, 1963₁). Из всего разнообразия галек можно выделить такие типы и ассоциации, которые характеризуют отдельные части разреза. В пределах всего разреза распространены обломки диоритов, порфиритов песчаников таврической серии и известняков нижней юры. Обломки гранитоидов, гнейсов, кристаллических сланцев присутствуют в конгломератах верхней части разреза. Сочетание различных петрографических разностей галек и их процентное содержание в конгломератовых фракциях подчиняется закономерностям, связанным с особенностями строения питающей провинции и, вероятно, с этапами эрозионной деятельности в пределах области сноса. При литологическом изучении конгломератов автор применял методику, разработанную А. В. Хабаковым (1933), В. П. Батуриным (1947), Н. Б. Вассоевичем (1955, 1957), С. Г. Саркисяном, Л. Т. Климовой (1955), Л. Б. Рухиным (1959).

Вопрос об источнике сноса грубообломочного материала, слагающего толщи оксфордских отложений, решен М. В. Муратовым (1949), который, основываясь на постепенных фациальных переходах конгломератов в известняки в северном направлении, рисовал область сноса на юге. Этот вывод подтверждается и характером ориентировки галек в конгломератах, и уменьшением удельного объема галек, и постепенным уменьшением величины обломков с юга на север, и улучшением степени окатанности материала в этом же направлении (Чернов, 1963_{1,2}). В пользу вывода о южной питающей провинции говорят области распространения гранитной гальки в Крыму, ограниченные Главной грядой. В составе байраклинских, эскиординских и битакских конгломератов юрского возраста, слагающих северное крыло Крымской мегантиклинали, гранитная галька не обнаружена, хотя районы, явившиеся для них областью сноса, располагались значительно ближе к Украинскому массиву.

Присутствие конгломератов в разрезе является доказательством горного рельефа области сноса и ее расчлененности. Мощность и количество конгломератовых слоев в разрезе увеличиваются вверх по разрезу, что свидетельствует об увеличении высоты суши со временем. О составе горных пород, славивших область сноса, можно судить по обломочному материалу конгломератов. Наши представления о стратиграфическом разрезе области сноса основываются на прямых данных, когда возраст пород определяется палеонтологическим или радиологическим методом, и на косвенных соображениях, когда возраст пород можно определить лишь по степени их метаморфизма и по составу конгломератов, обломки которых включены в изучаемые верхнеюрские конгломераты. Палеонтологический метод позволяет определить в составе конгломератов обломки пород верхней перми (известняки с фузулинами), верхнего триаса (песчаники с двухстворчатыми моллюсками и известняками с брахиоподами), нижней юры (известняки с брахиоподами и двустворчатыми моллюсками). Радиологическим методом определены протерозойские (848—1100 млн. лет) аплиты и катаклазированные граниты; верхнепалеозойские (210—281 млн. лет) биотитовые, порфириовидные и другие гранитоиды (Юрк, Добровольская, 1965). Изучение конгломератов, обломки которых включены в изучаемые грубообломочные отложения, позволило выделить нижнепалеозойские метаморфизованные гравелиты, верхнепалеозойские аркозовые конгломераты и гравелиты, триасовые известняковые конгломераты и нижнеюрские кварцевые конгломераты. При использовании степени метаморфизма в качестве показателя относительного возраста учитывалось простое, но не всегда, вероятно, верное, правило, что более высокой степенью метаморфизма обладают горные породы относительно более древние.

Составление схемы стратиграфии на основании обломочного материала является делом весьма трудным. Методика подобных реконструкций разработана очень слабо и поэтому приходится подчеркнуть неизбежную условность и предположительность подобных построений. Тем не менее попытка дать сводную схему стратиграфии гипотетической суши, в строении которой принимали участие протерозойские, палеозойские и мезозойские образования (рис. 1), представляет, как нам кажется, несомненный интерес.

Предлагаемая стратиграфическая последовательность протерозойских образований весьма условна, так как возможно, что некоторые из них образованы по магматическим горным породам (слой 1—3).

1. Биотитовые гнейсы с непостоянным содержанием биотита, количество которого местами падает до нуля. Сильная разгнейсованность и интенсивный катаклиз этих пород позволяют считать их наиболее древними образованиями.

2. Микроклиновые розовые или красноватые средне- и мелкозернистые гнейсы.

3. Очковые гнейсы с крупными (до 10—15 мм) выделениями розового решетчатого микроклина.

Обломки протерозойских пород наблюдаются в конгломератах сравнительно редко, причем только в верхней части толщи. Они хорошо окатаны (средний процент окатанности — 75—100) и обычно невелики (2—8 см в диаметре). Все это позволяет предположить, что протерозойские образования были обнажены на небольшой площади, которая находилась достаточно далеко от моря. Выходы протерозойских пород подверглись размыву в позднем оксфорде.

Среди палеозойских образований отмечены породы нижнего и среднего палеозоя, каменноугольной и пермской системы.

4. Наиболее древними среди палеозойских пород были, по-видимому, метаморфизованные кварцевые гравелиты с цирконом и аркозовые кварциты. Обломки этих пород довольно редки в конгломератах, что, вероятно, отражает их незначительное развитие и небольшие мощности в области сноса.

5. Стратиграфически выше, вероятно, залежали светло-серые, светло-зеленые и темно-серые обычно мелкозернистые кварциты.

6. Кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые и кварц-хлорит-альбитовые сланцы с хорошо выраженной сланцеватой текстурой, иногда сильно гофрированные. Обломки этих сланцев, так же как и обломки кварцитов, большой роли в составе конгломератов не играют. Кварциты и сланцы слоев 4—6 условно отнесены к нижнему и среднему палеозою.

7. Выше, по-видимому, залежали мощные толщи конгломератов и гравелитов преимущественно аркозового состава, образовавшиеся, вероятно, за счет разрушения гнейсов и гранитов. Эти грубообломочные отложения, условно отнесенные к каменноугольным, лишены признаков метаморфизма. В составе их обломочной компоненты присутствуют граниты, гнейсы, светло-серые известняки, кварциты, реже — кристаллические сланцы, сцементированные карбонатным цементом. Присутствие обломков известняков в составе каменноугольных конгломератов дает основание предполагать возможность выходов в пределах древней суши карбонатных пород более древнего возраста (ниже или среднепалеозойских?). Большая роль гальки грубообломочных пород в изучаемых отложениях — следствие их широкого распространения и больших мощностей в области сноса.

8. Нижний отдел перми представлен аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, которые вместе с грубообломочными отложениями карбона образуют единую молассовую формацию.

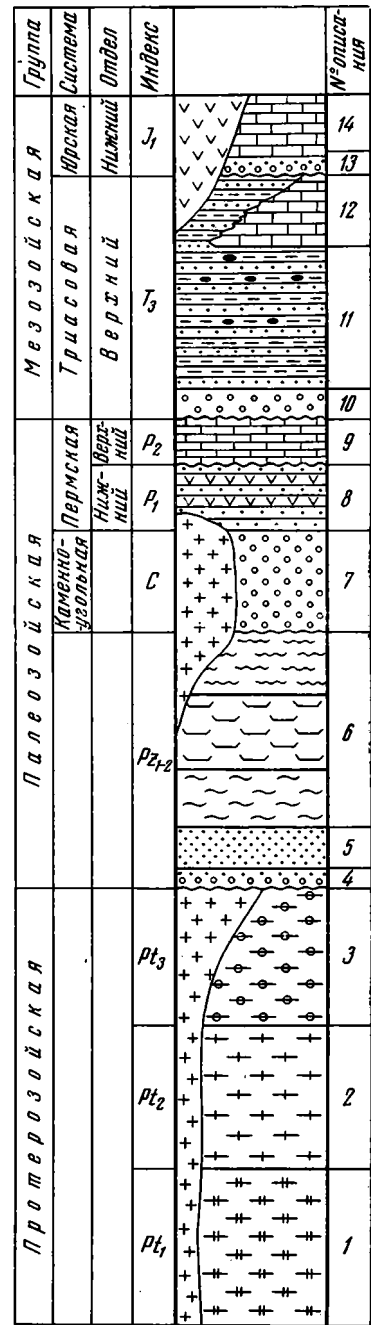


Рис. 1. Гипотетическая схема стратиграфии для Черного моря к югу от Крыма

9. Верхний отдел перми представлен светло-серыми известняками, плотными, с неровным изломом, переполненными раковинами фораминифер, среди которых Г. Д. Киреева определила: *Parastaffella sp.*, *Verbeekina sp.*, *Dolioliia sp.*, *Tubertina sp.*, *Pachyphloia sp.*, *Spiroplectamina sp.*, *Euelthyria sp.* Перечисленные остатки свидетельствуют о верхнепермском возрасте известняков. Обломки верхнепермских известняков встречаются в базальном горизонте и имеют большие размеры (до 24 см в диаметре). Это дает основание предполагать, что известняки залегали в непосредственной близости от моря и имели ограниченные площади распространения.

10. В рассматриваемых отложениях были встречены обломки конгломератов, в состав которых входили гальки верхнепермских известняков, аркозовых песчаников и гравелитов, что позволяет отнести их к триасу.

11. Обломки пород таврической серии играют значительную роль в составе верхнеюрских конгломератов. Особенно большое количество их (до 90%) наблюдается в основании толщи и затем вверх по разрезу снижается до 10%. Обломки пород представлены, главным образом, кварцевыми песчаниками, редко аргиллитами и железистыми конкрециями. В одном из обломков песчаников были обнаружены *Monotis caucasica Witt. u Halobia sp.*, указывающие на карнийский возраст. Обломки песчаников полуокатанные или угловатые; размеры их достигают 16 см.

12. К таврической серии, вероятно, можно отнести обломки плотных светло-серых известняков с многочисленной норийско-рэтской фауной брахиопод, среди которых А. С. Дагис определил: *Euxinella pamirensis Dagys*, *Loballa slavini Dagys*, *Oxycopella oxycolpos* (Emmrich), *Rhaetina pyriformis* (Suess.).

13. В основании разреза юрской системы, вероятно, располагался базальный конгломерат, состоявший из обломков песчаников таврической серии и более древних пород.

14. Выше залегали органогенные красноватые известняки, переполненные остатками брахиопод и двустворчатых моллюсков. Среди них З. А. Антощенко определила *Spiriferina walcotti Sow.*, *Sp. angulata Opp.*, *Sp. obtusa Opp.*, *Sp. alpina Opp.*, *Sp. haueri Suess.*, *Cirpa fronta* (Quenst.), *Pseudogibbrhynchia borissiaci* (Moiss.), *Zeilleria cf. ewaldi Opp.*, *Z. zubnumismalis E. Desl.*, *Lobothiris punctata Sow.*

Обломки нижнеюрских известняков встречаются в пределах всего разреза, местами составляя до 20% состава конгломератов. Размеры их достигают валунов, окатанность хорошая, что свидетельствует о широком распространении нижнеюрских известняков в пределах области сноса и о том, что их выходы находились недалеко от берега.

В геологической истории дна Черного моря к югу от Крыма немаловажную роль играли, по-видимому, процессы магматизма, выразившиеся в различные периоды внедрением интрузий и вулканической деятельностью. Характерны для этой области и явления метаморфизма, в результате которых многие горные породы оказались измененными.

1. Позднепротерозойский магматизм характеризуется внедрением интрузий нормального гранитного ряда (гранит-аплиты, катаклазированные граниты), возраст которых определен в пределах 848—1100 млн. лет (Юрк, Добровольская, 1965).

2. Позднепалеозойский магматизм проявился внедрением интрузий кислого состава с образованием роговообманковых и биотитовых гранитов, кварцевых порфиров и липаритов. Возраст биотитовых гранитов был определен калий-аргоновым методом в 210—281 млн. лет.

3. Мезозойский магматизм, широко известный в пределах современного Горного Крыма, проявился, вероятно, и по северной периферии области сноса. Основная мезозойская фаза относится к среднеюрской эпо-

хе. Породы этой фазы могут быть объединены в спилито-кератофировую формацию.

Основываясь на данных по стратиграфии, магматизму и предполагая возможность некоторых несогласий, в пределах области сноса можно выделить следующие структурно-формационные комплексы и этажи: 1) раннебайкальский комплекс, представленный гнейсами, прорванными гранит-аплитами; 2) ранне- и среднепалеозойский комплекс, представленный кристаллическими сланцами, прорванными биотитовыми гранитами; 3) позднегерцинский комплекс (средний карбон — нижняя пермь), составляющий молассовую формацию; 4) позднепермский структурный этаж, сложенный карбонатной формацией; 5) киммерийский этаж, сложенный породами таврической серии и составляющий флишевую формацию.

Учитывая процентное содержание обломков в конгломератах, степень их окатанности, размеры и время поступления в бассейн, можно оценить соотношения мощностей отдельных стратиграфических комплексов и представить особенности распространения перечисленных структурных комплексов в пределах погребенной суши (рис. 2). Группа пород протерозойского возраста, составлявшая нижний структурный этаж, занимала в пределах области сноса крайнее южное положение. С севера к ней примыкали структурные этажи палеозойского возраста, а еще севернее были распространены мезозойские образования, аналоги которых продолжают в Горном Крыму. Таким образом, дно Черного моря к югу от Крыма представляло собой зону развития структур байкальского возраста, на севере переработанных герцинскими и киммерийскими движениями.

В поздней юре дно Черного моря к югу от Крыма превратилось в сушу, поставлявшую на север много грубообломочного материала. Вероятно, что рядом с областью поднятия располагалась область прогибания, причем интенсивность прогибания, по-видимому, была соразмерна со скоростью поднятия. Строение оксфордских отложений свидетельствует о ритмичных колебательных движениях области суши, в ходе которых каждый последующий цикл движений был менее интенсивным, чем предыдущий.

Наличие остатков морских организмов (аммонитов, кораллов, брахиопод, двустворчатых и брюхоногих моллюсков) во всех литологических разностях оксфордских отложений, а также ориентировка галек свидетельствуют об их морском происхождении и накоплении в прибрежной части мелкого моря. Разнообразный состав конгломератов и хорошая окатанность большинства обломков позволяют предполагать, что основную массу обломочного материала в морской бассейн поставляли реки, протекавшие по древней суши. В оксфордских отложениях часто присутствуют свежие полевые шпаты и такие малоустойчивые минералы, как биотит и апатит. Это обстоятельство следует, вероятно, объяснить с одной стороны, близостью питающей провинции и быстрым захоронением осадков, а с другой — климатическими условиями. Несмотря на влажный климат с сильными дождями, высокий и расчлененный рельеф исключал возможность длительного химического выветривания минералов.

Изложенные геологические данные по строению дна Черного моря к югу от Крыма в настоящее время могут быть дополнены геофизическими и геоморфологическими материалами, полученными по северной периферии Черноморской впадины (Гончаров, Непрочнов, 1960; Милановский, 1968; и др.).

Северная периферия Черноморской впадины у берегов Крыма характеризуется трехслойной корой с «гранитным» слоем. «Гранитный» слой на юг постепенно утоняется и на расстоянии 40—50 км от берега Крыма полностью выклинивается. Осадочный слой мощностью 4 км у берегов

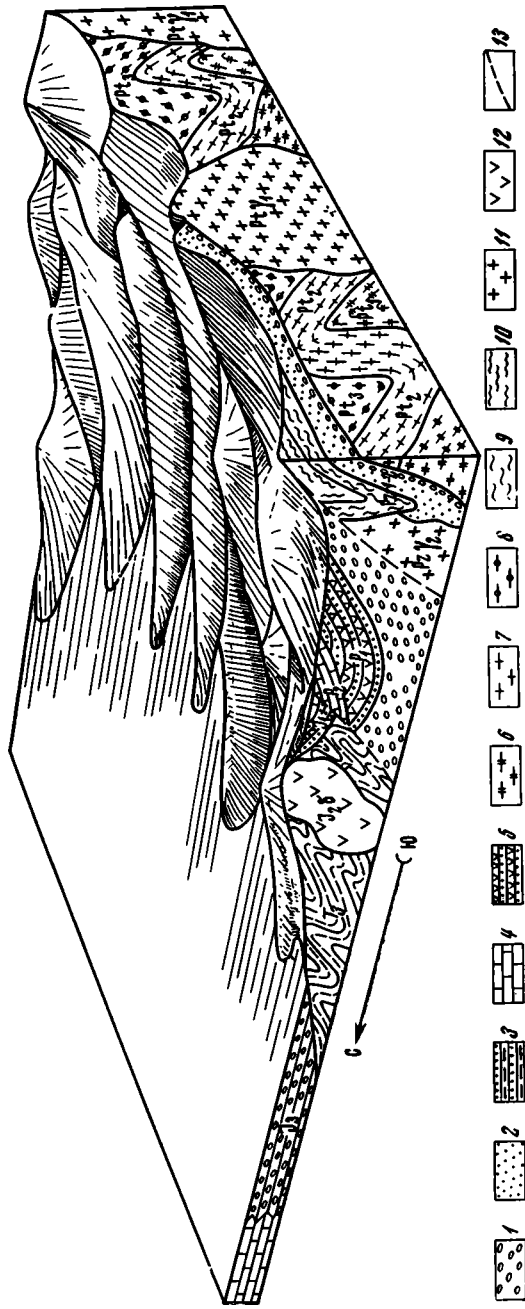


Рис. 2. Схема строения дна Черного моря и условия образования верхнеюрских конгломератов района г. Демерджи
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — ритмичное чередование песчаников и аргиллитов (флиш); 4 — известняки; 5 — вулканогенно-осадочные отложения; 6 — биотитовые гнейсы; 7 — микроклиновые гнейсы; 8 — окончатые гнейсы; 9 — кварциты; 10 — кристаллические сланцы; 11 — граниты; 12 — граниты; 13 — разрывные нарушения

Крыма сложно дислоцирован. «Гранитный» слой к югу от Крыма состоит из двух ярусов. Верхний существует лишь вблизи от Крыма, и его выклинивание совпадает с зоной, где дислоцированная осадочная толща сменяется осадками, залегающими горизонтально. Кроме того, выявляются локальные утолщения «гранитного» слоя (фундамента) и поднятия его кровли. Эти структуры вытянуты в западно-северо-западном направлении. Таким образом, геофизические данные дополняют геологические и не противоречат им.

Изложенное показывает, что в позднеюрскую эпоху между Крымской геосинклиналью на севере и Черноморской впадиной на юге существовал выступ байкальской складчатой зоны, переработанной герцинскими и киммерийскими движениями, который играл роль источника обломочного материала. С геоморфологической точки зрения выступ представлял собой, по-видимому, гирлянду островов (кордильеру), к которой с юга примыкала глубоководная (?) впадина, а с севера — мелководный прогиб, заполнявшийся молассовыми отложениями. Ширина суши, вероятно, достигала 30—40 км. Простиралась она в субширотном направлении.

Литература

- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд-во АН СССР, 1947.
- Вассоевич Н. Б. К методике изучения конгломератов. Приложение к кн. В. И. Попова «Литология кайнозойских моласс Средней Азии», т. 2. Ташкент, 1955.
- Вассоевич Н. Б. Крупнообломочные породы. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. II. Госгостехиздат, Л., 1957.
- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря. Морская геология. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 10. Изд-во АН СССР, 1960.
- Гончаров В. П., Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины. В кн. «Глубинное строение Кавказа». «Наука», 1966.
- Горшков Г. П., Левицкая А. Я. Некоторые данные по сейсмоструктурной Крым. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 52, № 3, 1947.
- Добровольская Т. И. Литологическая характеристика лейасовых конгломератов района Ялты. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 69, № 1, 1964.
- Добрынин Б. Ф. К геоморфологии Крыма. В кн. «Землеведение», кн. 1—2. Госиздат, М., 1922.
- Лебединский В. И., Макаров Н. М. Вулканизм Горного Крыма. Изд-во АН УССР, 1962.
- Лучицкий В. И. Петрография Крыма. Изд-во АН СССР, 1939.
- Миклухо-Маклай А. Д., Муратов М. В. О каменноугольных и пермских породах Горного Крыма. Изв. высш. уч. зав. Геол. и разв., № 8, 1958.
- Милановский Е. Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса. Вестн. Моск. ун-та, № 1, 1968.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 56, № 1, 1951.
- Новиков Э. А., Шалимов А. И. Некоторые новые данные о залегании и возрасте кристаллических сланцев Горного Крыма. Изв. высш. уч. зав. Геол. и разв., № 12, 1965.
- Пчелинцев В. Ф. Киммериды Крыма. Изд-во «Наука», 1966.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Госгеолтехиздат, 1959.
- Саркисян С. Г., Климова Л. Т. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. Изд-во АН СССР, 1955.
- Славин В. И., Яранов Д. Срединные массивы европейской части альпийской геосинклинальной области. Междунар. геол. конгресс XXI сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Хабаров А. В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. ОНТИ, М.—Л., 1933.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 35, № 3, 1950.
- Чернов В. Г. Условия формирования верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму. Сб. Научного студенческого общества. Изд-во МГУ, № 3, 1963.
- Чернов В. Г. Палеогеографические исследования верхнеюрских отложений района горы Демерджи в Крыму. Сб. Научного студенческого общества. Изд-во МГУ, № 4, 1963.
- Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма. В кн. «VII конгресс Карпато-Балканской ассоциации. Доклады», ч. III. София, 1965.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24 (234.83)

В. А. РАЗНИЦЫН

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТИМАНА

(О статье М. И. Осадчук «Некоторые замечания по книге В. А. Разницына «Тектоника Южного Тимана»)

В своей статье М. И. Осадчук (1968) в основном рассматривает не ведущие разделы моей работы (тектонику), а лишь одну из вводных глав, посвященную дискуссионной проблеме — стратиграфии древних толщ Тимана и занимающую около 10 страниц. Ей уделяется 4 из 5 страниц критической статьи. В качестве вывода М. И. Осадчук (1968, стр. 103) перечисляет ошибки в тектонике, к которым якобы привели «ошибки» в стратиграфии древних толщ. Они сводятся к 3 пунктам: выделению структурно-фациальных зон, выделению байкальского Предтиманского краевого прогиба и к отрицанию принципа унаследованности.

Из этих пунктов первый — структурно-фациальный анализ — также относится к области стратиграфии. Отход от него М. И. Осадчука нельзя считать удачным. Байкальский краевой прогиб фактически выделяет и сам М. И. Осадчук (1968, стр. 103, 33—37 строчки снизу), притом даже дважды (на западе, где он, действительно, имеется, и на востоке, где он не установлен). Подтверждение принципа унаследованности М. И. Осадчук (1968, стр. 101), по его же собственному утверждению, получил при «беглом взгляде на схематические геологические карты, составленные В. А. Разницыным». Следовательно, об отрицании принципа в работе нечего и говорить. Надо только заметить, что в «принцип унаследованности» М. И. Осадчук вкладывает не очень глубокий смысл (сохранение простираций).

Но даже не то, что защищаемая М. И. Осадчуком схема стратиграфии на взгляд автора является ошибочной, а критические замечания тенденциозными, служит основанием для ответа. М. И. Осадчук отчасти затронул вопросы, связанные с тектоникой, изложив и свои представления о развитии Тимана. Рассмотрение этих тектонических вопросов важно и может заинтересовать читателей «Геотектоники», тем более что история Тимана весьма любопытна — это один из примеров развития своеобразных рифейских геосинклиналей, замкнувшихся до каледонской орогении и испытавших затем ряд дополнительных воздыманий, перемежающихся с опусканиями в платформенных условиях, созвучных с движениями в смежной геосинклинали.

После замыкания геосинклинали Тиман, по М. И. Осадчуку (1968, стр. 101), представлял собой узкий складчатый ороген на месте современного Тиманского кряжа, по обе стороны от которого «в конце рифея или в начале кембрия происходило интенсивное прогибание двух больших областей: прилегающей к Тиману с юго-запада (Притиманский прогиб) и расположенной к северу-востоку от него (Печорская впадина)». К породам, которые, по М. И. Осадчуку (1968, стр. 103), «могут быть приравнены к молассовой формации» и которые «образовались в результате размыва горных сооружений Тиманской (Тимано-Уральской) геосинклинали», отнесены песчаники, вскрытые в скв. № 1 Кипиево в Печорской депрессии. М. И. Осадчук, по существу, встает на позиции З. И. Цзя (1964), выделяющего к западу и востоку от Тимана Притиманский прогиб и Печорскую впадину, выполненные породами валдайской и балтийской серий.

Это глубокое заблуждение основано на неверном отнесении песчаников ижма-омринского комплекса скв. № 1 Кипиево и всей Печорской депрессии к аналогам венда и отчасти кембрия Юго-Западного Притиманья (скв. Аныба и Яренска). В скв. 1 Кипиево песчаники (25 м) относятся к ордовика, а ниже их в фундаменте залегают рифейские двуслодные сланцы (Разницын, 1962, 1964; Журавлев, Зарх, Кушнарева, 1967). Сам М. И. Осадчук (Журавлев, Осадчук, 1962, стр. 1158) характеризует их как «слистистые сланцы», неотличимые «от сланцев третьей подсвиты кислоручейской свиты».

Ижма-омринский комплекс, как известно, лежит на размытых вендских гранитах (585 млн. лет) и поэтому не может иметь вендский возраст. Он значительно моложе — в низах ордовикский, в верхах — силурийский. Породы фундамента восточной зоны Тимана и Печорской депрессии древнее валдайской серии и прорывающих интрузий (более 665 млн. лет). Следовательно, ни в фундаменте, ни в низах ижма-омринского комплекса здесь нет «валдайских и балтийских» отложений. Предтиманский краевой прогиб установлен в юго-западном Притиманье по развитию поздней молассы венда в компенсационной впадине.

Байкальский ороген Палеотимана был значительно шире современного Тиманского кряжа (около 300 км), занимая также и Печорскую депрессию до Печорской гряды. Складчатые рифейские отложения, такие же как на Тимане, прослеживаются по скважинам и залегают ниже ижма-омринского комплекса. К ним приурочены все интрузии гранитоидов, обнаженные денудацией до отложения ижма-омринского комплекса при выработке глубокого эрозионного среза (Сердюченко, 1959; Разницын, 1964; Вассерман, Журавлев, Филимонов, Черный, 1968). Это указывает на то, что в Печорской депрессии был байкальский ороген, высоко поднятый и интенсивно размывавшийся, а не предгорный прогиб. В венде, когда образовалась складчатая область Палеотимана, произошло внедрение интрузий гранитоидов и общее поднятие орогена, началась и его пенепленизация.

С ордовика восточная часть размытого орогена Палеотимана погрузилась, оставшись навсегда рифейским складчатым основанием Печорской синеклизы. Западная часть продолжала испытывать повторный орогенез, вплоть до последнего неотектонического этапа, в результате которого и образовался современный Тиманский кряж. Крупное поднятие отмечается в ордовике и раннем мезозое, менее значительное — в антропогене.

Таким образом, в одном сооружении Палеотимана сосредоточилось два типа геосинклинальных складчатых областей — с сохраняющейся тенденцией к поднятию после орогенного этапа (в одном случае) и с преобладающим опусканием (во втором случае). Эти области можно относить к «активизированным» и «неактивизированным». В современном рельефе первые представлены горными хребтами, кряжами или грядами, вторые — равнинами. Т. Н. Спизарский выделяет области орогенного и койлогенного развития, но байкальский Палеотиман при замыкании рифейской геосинклинали представлял собой ороген и на западе, и на востоке. Различия западной и восточной его частей обнаружили лишь позднее. И в этом его особенность.

Кроме того, в отличие от геосинклиналей со «сквозным» развитием, повторный орогенез на Тимане не следовал за геосинклинальным прогибанием (как на Урале), а отделялся общеплатформенным опусканием. Поэтому, несмотря на значительные деформации палеозойского чехла на Тимане, связанные с блоковой тектоникой фундамента, Тиманский кряж не относится к областям варисийской складчатости и не является палеозойской ветвью Урала.

Эта картина, которую представил в своей работе автор, конечно не похожа на ту, с защитой которой выступает М. И. Осадчук, выставляющий новый «аргумент» — предположение о валдайско-балтийском возрасте пород скв. № 1 Кипиево. Мной они относятся к низам разреза и вряд ли моложе четласской или джежимской свит.

По древним толщам М. И. Осадчук (Журавлев, Осадчук, 1962) допускает большую ошибку, отходя от принципов структурно-фациального анализа, без которого нельзя понять фактическую последовательность разреза на Тимане. Поэтому в предложенной им схеме (светлинская, четласская, джежимская, быстринская, кислоручейская, кипиевская свиты) наблюдаются повторения. И дело не в установлении «загибания» пород у Четласского разлома, на которое ссылается М. И. Осадчук, приняв за него давно известное падение пород северо-восточного крыла Четласской антиклинали. Залегание быстринских доломитов на джежимских нельзя доказать и наличием кварцевого песка в «базальном» слое доломитов, так как кварц широко распространен в разных свитах, в том числе в четласской свите, с которой доломиты тектонически контактируют. Налегания доломитов на джежимских кварцито-песчаниках вообще нигде не наблюдалось.

На Оч-Парме доломиты перекрывают четласские сланцы. Последние неотличимы от кислоручейских. Имеются данные (Разницын, 1968) и о единстве светлинской и джежимской свит, испытывших лишь фациальное изменение. Такое же мнение сложилось ранее у Э. А. Кальберг и О. А. Солнцева, к сожалению допускаявших, что светлинские кварциты залегают выше четласской свиты.

Быстринские доломиты имеют рифогенную природу, развиты только в зоне главных разломов Тимана и залегают в виде чрезвычайно длинных линз, выклинивающихся вкrest простирания (к западу и востоку) в толще четласских и кислоручейских сланцев. Основными свитами или сериями на Тимане можно считать, снизу вверх, джежимскую, четласскую, быструхинскую (быстринскую), с учетом, конечно, особенностей распространения рифогенных строматолитово-онколитовых доломитов в толще сланцев на нескольких стратиграфических уровнях, требующих уточнения.

Сланцы с карбонатными породами слагают всю надджежимскую (надзильмердакскую) часть рифея, т. е. катавскую, инзерскую и миньярскую свиты Урала. Это подтверждается полевыми наблюдениями и данными определения абсолютного возраста с учетом наиболее древних интрузий (665—660 млн. лет), которые моложе сланцев, и максимальных значений валового анализа сланцев 790—1130 млн. лет. Наложение

вендского (и даже более молодого, раннекаледонского) метаморфизма одновременно с интрузиями гранитоидов орогенного и посторогенного этапов в области рифейского складчатого сооружения, естественно, не определяет возраста сланцев.

Многие мелкие замечания М. И. Осадчука либо лишены оснований, либо являясь результатом недостаточного знакомства с критикуемой книгой и, как это ни странно, даже с материалами по Тиману и приоритетом.

Неверно, например, утверждение М. И. Осадчука (1968, стр. 104), что «автор относит все разломы Тимана к категории взбросо-надвигов, связывая их заложение только с фазой тангенциального сжатия земной коры» М. И. Осадчук не прочитал работы и даже не рассмотрел рисунки и таблицы. Иначе он заметил бы, что не менее половины книги посвящено описанию антектических, эпикинетических и инверсионных структур с объяснением их образования растяжением и опусканием по сбросам (первых), сжатием и поднятием по взбросо-надвигам (вторых) и сменой растяжения с опусканием по сбросам иной обстановкой — сжатия с поднятием по сбросам (третьих). В тексте и на картах автора указаны и взбросо-надвиги, и сбросы, причем даже выделен новый их тип — «реакционные сбросы», образующиеся с тыльной стороны надвигающихся блоков (Разницын, 1964, стр. 45—120, рис. 34, табл. 3).

М. И. Осадчуку следовало бы тщательнее ознакомиться с моей работой, тогда многие вопросы, видимо, были бы сняты.

Литература

- Вассерман Б. Я., Журавлев В. С., Филимонов П. М., Черный В. Г. Интрузии гранитов в составе фундамента Печорской впадины. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 1, 1968.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. Тектоническое положение кислоручейской свиты в составе рифейского складчатого фундамента Тимана. Докл. АН СССР, т. 146, № 5, 1962.
- Журавлев В. С., Зарх В. П., Кушнарёва Т. М. Стратиграфическое положение и условия формирования досилурийских отложений осадочного чехла Печорской впадины. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 6, 1967.
- Осадчук М. И. Некоторые замечания по книге В. А. Разницына «Тектоника Южного Тимана». Геотектоника, № 1, 1968.
- Разницын В. А. Ижма-омринский комплекс Тимана. Геология нефти и газа, № 8, 1962.
- Разницын В. А. Тектоника Южного Тимана. Изд-во «Наука», 1964.
- Разницын В. А. Тектоника Среднего Тимана. Изд-во «Наука», 1968.
- Сердюченко Д. П. Границы Южного Тимана и их акцессорные минералы. Изд-во АН СССР, 1959.
- Цзю З. И. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции. В сб. «Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР», вып. 1, Изд-во «Недра», 1964.

Черниговская экспедиция
Украинского научно-исследовательского
геологоразведочного института

Статья поступила
21 апреля 1968 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24(574.13)

**СЕССИЯ РАБОЧЕЙ ГРУППЫ РЕДАКЦИОННОГО КОМИТЕТА
МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ,
ПОСВЯЩЕННАЯ ВОПРОСАМ ТЕКТОНИКИ ЗАПАДНЫХ ОБЛАСТЕЙ
РУССКОЙ ПЛИТЫ**

(Вильнюс, 16—20.VII.1969)

С 16 по 20 июля 1969 г. в Вильнюсе была проведена выездная сессия рабочей группы Редакционного комитета тектонической карты Европы, организованная Комиссией по международным тектоническим картам ОГГГ АН СССР и Институтом геологии МГ СССР (Вильнюс) ¹.

В соответствии с утвержденной программой первые два дня были посвящены докладам представителей авторских коллективов по отдельным регионам, обсуждению материалов и дискуссии. В течение трех последующих дней была организована геологическая экскурсия по территории Литовской ССР.

Утром 16 июля сессия была открыта проф. А. А. Богдановым, который сообщил о состоянии дел по составлению Международной тектонической карты Европы (II издание) и остановился на вопросах, требующих обсуждения. А. А. Богданов отметил большое научное и методическое значение выполняемой работы по карте, которая должна быть составлена в 1970 г. и издана в 1973 г. Комиссией уже проведен ряд подобных совещаний с обсуждением материалов по Уралу, Западной Сибири, Центральным районам Русской плиты и др. Задача настоящего совещания — рассмотреть и обсудить результаты геолого-геофизических исследований западных районов Русской плиты, полученных в последние годы, выработать единую схему тектонического расчленения и уточнить программу работ отдельных авторских коллективов.

П. И. Сувейздис ознакомил участников совещания с основными чертами геологического строения Литвы, Калининградской обл. и смежных районов, охарактеризовал наиболее важные этапы их тектонического развития и подчеркнул роль системы разломов в формировании отдельных структур. Им последовательно развивается точка зрения, по которой Мазурско-Белорусский массив как крупное поднятие возник лишь в результате герцинских движений. В результате этих движений обособилась и Брестская впадина. Таким образом, Балтийская синеклиза (в современных очертаниях), Белорусский массив и Брестская впадина на протяжении раннего палеозоя представляли собой единую обширную область прогибания. Эти выводы сделаны на основании анализа серии палеотектонических карт, составленных для палеозойского этапа развития.

Д. А. Туголесов сообщил о работах, проведенных в последние годы ВНИИМОРГЕО в пределах Балтийского моря. В результате геофизических исследо-

¹ В сессии приняли участие свыше 40 представителей 20 научных и производственных организаций Москвы, Ленинграда, Вильнюса, Киева, Минска, Риги, Таллина, Львова, Геленджика. В их числе были: А. А. Богданов (зам. председателя Комиссии по международным тектоническим картам, МГУ), В. Е. Хаин, В. С. Петренко (МГУ), В. С. Журавлев, С. В. Черноок, В. П. Колчанов, В. А. Рихтер, М. Г. Павленко (ГИН АН СССР, Комиссия по международным тектоническим картам), К. О. Кратц, В. А. Дедеев (Ин-т геологии докембрия АН СССР), М. В. Чирвинская (Укрнефтегеофизика), Б. Л. Гуревич (УкрНИГРИ), Б. В. Бондаренко, З. А. Горелик (Ин-т геол. наук, Минск), Т. В. Никулина (Львовская ГРЭ), Б. А. Афанасьев, Д. А. Туголесов, Н. К. Озолинь (ВНИИМОРГЕО), В. А. Пуура, Б. А. Судов (УГ ЭстССР), Р. М. Вахер (Ин-т геол. АН ЭстССР), Э. П. Кузик (Тр. Спецгеофизика), В. Г. Петров (Калужская ГРЭ), Н. М. Руховец, И. С. Гольдберг (ВНИГРИ), А. А. Грыгалис, П. И. Сувейздис (Ин-т геологии, Вильнюс) и ряд других геологов и геофизиков.

ваний для этой территории составлен ряд структурных карт по различным стратиграфическим горизонтам (подошва девона, подошва и кровля перми и т. д.). Карты, вероятно, будут существенно дополнены после летних работ 1969 г.

Сообщение Э. П. Кузик содержало подробную характеристику геофизических исследований на территории Прибалтики и их интерпретацию, позволяющих построить карты поверхности рельефа фундамента, подошвы отложений кембрия и ордовика, а также кровли перми. Новые данные позволяют уточнить имеющиеся карты, проследить отдельные разрывные нарушения во всех комплексах платформенного чехла, как правило, хорошо прослеживающиеся в отложениях кембрия и ордовика и затухающие в толщах силура.

З. А. Горелик представил новейшие сведения о строении рифейских отложений на территории БССР. Выделяемые ныне три свиты рифея (рогачовская, оршанская, пинская) в пределах Подлесско-Оршанского авлакогена последовательно во времени трансгрессивно перекрывают друг друга, свидетельствуя о развитии авлакогена в юго-западном направлении. Касаясь проблемы тектонического развития Балтийской синеклизы, З. А. Горелик высказал соображение о том, что Белорусский массив уже в раннем палеозое представлял собой область поднятия и полностью водами морей этого времени не перекрывался.

На утреннем заседании 17.VII М. В. Чирвинская представила результаты работ по составлению тектонической карты Украинской и Молдавской ССР. Была продемонстрирована также схема основных зон глубинных разломов и связанных с ними линейных грабенов и авлакогенов. На западе показаны наиболее древние (докембрийские) структуры северо-северо-восточного простирания, сохранившиеся в виде реликтов и являющиеся, вероятно, отзвуком байкальских движений (Овручская и Полесская). Днепроовско-Донецкий авлакоген и в определенной степени Львовская впадина являются образованиями герцинского этапа тектогенеза. Следующие по возрасту линейные структуры — мезозойские — представлены Добруджинской зоной грабенов, заполненных юрскими отложениями. Указанные структуры возникли в зоне сочленения Восточно-Европейской и Скифской платформы («шовные грабены», по М. В. Муратову). Черноморская впадина представляет собой наиболее молодую геосинклиналиную структуру альпийского этапа, находящуюся на крайнем юге. Касаясь территории крайнего юго-запада, М. В. Чирвинская подчеркнула, что эта область может быть отнесена к перикратонным опусканиям, наложенным на Полесский авлакоген.

Подробную характеристику строения юго-западной области Русской плиты дала Т. В. Никулина. Львовская геологическая экспедиция треста Киевгеология на основе глубокого бурения и геологических съемок составила карту палеозойских образований (со снятым мезокайнозойским чехлом). Основными структурами в пределах этой территории являются Северо-Волынское поднятие к северу от Владимиро-Волынского обрыва и Воляно-Подольская окраинная впадина, включающая Львовскую область постконсолидационной активизации, наложенную на рифейскую Воляно-Оршанскую впадину. В ней установлены линейно вытянутые прерывистые складки, часто куполообразные (Нестеровские складки) и серия разрывных нарушений. Признаки метаморфизма пород или интрузивной деятельности не встречены. Очевидно, эта зона активизации может быть отнесена к области переходного типа, осложненной дислокациями.

Сообщение В. Г. Петрова было посвящено строению платформенного чехла в зоне сочленения Оршанского, Валдайского и Гжатско-Московского прогибов, представляющих собой обособленные структуры. Изучение состава и мощностей рифейских и вендских отложений, слагающих эти прогибы, показывает, однако, их связь на более ранних этапах, нарушившуюся уже в венде. В настоящее время уточнено положение границ прогибов, их размеры, глубина, внутренняя структура. Так, Гжатско-Московский прогиб имеет блоковое строение и распадается на ряд впадин глубиной до 5 км. Региональными геофизическими работами в последнее время установлено широкое развитие разломов в фундаменте. В пределах ряда структур разломы пересекают толщу чехла вплоть до отложений живета. Над разломами часто возникают валы или флексуры. К западу от Пачелдского прогиба установлены линейные зоны разломов в фундаменте, связывающие кольцевые структуры, возникшие в оязи с появлением древнего (силурийско-раннедевонского) вулканизма.

К. О. Крацц продемонстрировал новую карту строения фундамента территории СССР в масштабе 1 : 5 000 000 (со снятым платформенным чехлом). Он подробно остановился на принципах легенды, в основу которой положен возраст складчатости, и методике составления карты, различной для открытых и закрытых пространств, и отметил значение составленной карты, которая позволила впервые раскрыть структуру фундамента всей территории СССР.

Б. В. Бондаренко сообщил об использовании геофизических данных при расшифровке глубинного строения Белоруссии и дал характеристику отдельных структурных зон, в первую очередь, единой зоны Брестско-Припятско-Днепроовско-Донецкого авлакогена.

Новые данные бурения по территории Эстонии были представлены в сообщении В. А. Пуура. Ни одна из 20 скважин, пробуренных до фундамента, не вскрыла до-свекофенские образования. Поэтому, по мнению докладчика, выделение древних массивов в пределах Эстонии на картах фундамента, представленных К. О. Крацем и Б. В. Бондаренко, является весьма дискуссионным. В. А. Пуура отметил, что геоло-

гами Латвии на западном побережье республики вскрыты песчаники и вулканиты норийского комплекса. В Эстонии вскрыты отдельные мелкие массивы рапакиви, но их распространение требует дальнейшего уточнения.

Н. К. Озюлин обратил внимание на неоднородность в строении выделенного ранее на территории Латвии единого массива рапакиви, южная часть которого сложена значительно более древними габбро-лабрадоритами.

Сообщения вызвали большой интерес, многочисленные вопросы и живую дискуссию. Особое внимание было уделено некоторым общим вопросам.

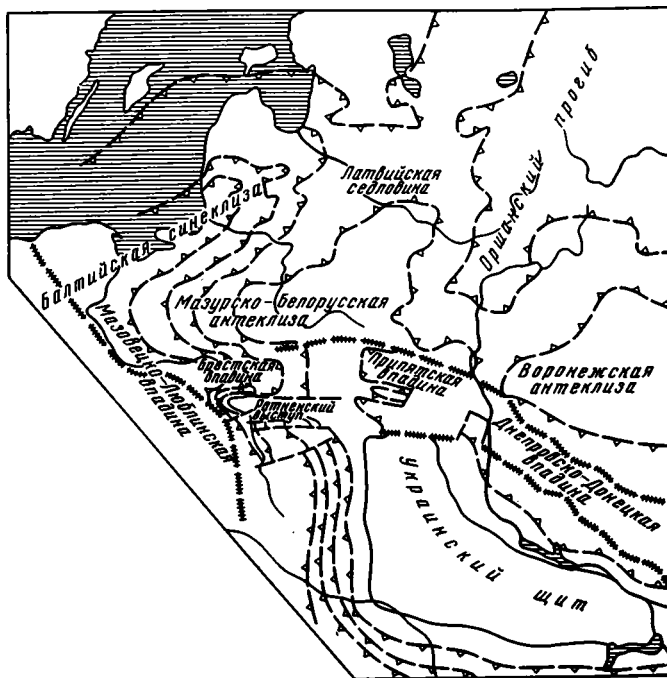


Схема размещения основных структурных элементов западных областей Русской плиты

Была затронута проблема отображения на тектонической карте разломов в фундаменте и чехле, а также границ древних прогибов, сложенных образованиями рифея. В. Е. Хаин обратил внимание на необходимость изображения на тектонической карте древних разломов, являвшихся зонами высокой подвижности и проницаемости, контролировавших проявления магматизма и распределение локальных поднятий в чехле. При этом, как отметил А. А. Богданов, следует выделять две категории разрывных нарушений: разломы, «запечатанные» в теле платформы, не захватившие чехол, и разломы, проникающие в чехол, изображая их на карте различными знаками. Что касается границ рифейских впадин, то, по мнению В. Е. Хаина, современные поля развития рифея представляют собой уцелевшие от размыва остатки рифейского чехла. Поэтому он считает более правильным изображать на карте не их современное, а предполагаемое первичное распространение, оконтуривая зоны максимального накопления рифейских отложений. Д. А. Туголесов и К. О. Кратц высказали противоположную точку зрения о соответствии современных контуров распространения рифея областям его первоначального накопления, с первично сокращенными мощностями на антекклизах и увеличенными мощностями во впадинах.

Подвергнется обсуждению вопрос о методике изображения различных структурных планов платформенного чехла. Н. М. Руховец, вслед за П. Й. Сувейддисом, В. Е. Хаиным и др., отметил важность выделения структурных комплексов чехла, являющихся отражением тектонических циклов на платформе. Изображение различных структурных комплексов чехла, по его мнению, может быть осуществлено с помощью изопахит.

Широкому обсуждению подверглась также проблема изображения складчатых зон платформенного чехла глубоко погруженных окраинных областей древних платформ. А. А. Богданов при этом отметил сложность трактовки окраинных зон, выделения границы платформы, ее краевой шовой зоны. Все выступавшие (В. Е. Хаин, А. А. Богданов, Т. Н. Никулина, М. В. Чирвинская, В. С. Петренко) пришли к единому

мнению о структурной принадлежности Львовско-Люблинской зоны с проявлениями складчатости в палеозойских образованиях к окраинным областям древних платформ со складчатым чехлом. Подобная же трактовка, как отметила В. С. Петренко, дается в последних работах польского исследователя В. Пожарыского. В. С. Журавлев обратил внимание участников сессии на платформенный тип складок этой зоны и связь их с разрывными нарушениями.

В результате обсуждения вопросов региональной терминологии участники сессии пришли к соглашению — сохранить принятую ранее (для тектонической карты Европы I издания) схему тектонического районирования западных областей Русской плиты и выделять на тектонической карте Европы II издания следующие структуры: Латвийскую седловину, Оршанскую впадину (прогиб), Мазурско-Белорусскую антеклизу, Балтийскую синеклизу, Припятскую впадину, Воронежскую антеклизу, Днепровско-Донецкую впадину, Ратненский выступ, Брестскую впадину, Полесскую седловину, Мазовецко-Люблинскую впадину (рисунок). Однако при этом было отмечено, что увеличивающиеся с каждым годом материалы геологических и геофизических исследований позволяют в значительной степени уточнить не только характеристику выделяемых тектонических структур, но и с большой полнотой восстановить историю их развития, а также взаимоотношения отдельных структур в процессе их формирования. Так, современные представления о взаимоотношениях Балтийской синеклизы, Мазурско-Белорусской антеклизы и Брестской впадины, по сравнению с прежними, исходившими из представлений о стабильности указанных структурных элементов на протяжении всей истории развития, в значительной степени претерпели изменения, что выражается в новых представлениях о расширении Мазурско-Белорусской антеклизы к концу палеозоя в западном направлении.

В заключительном слове А. А. Богданов отметил плодотворную работу и отличную организацию сессии и выразил глубокую благодарность ее организаторам — директору Института геологии А. А. Григалису, зам. директора института П. И. Сувейздис и проф. Вильнюсского государственного университета И. А. Далинкевичюсу.

В. П. Колчанов, В. С. Петренко, П. И. Сувейздис, С. В. Черноок

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

**Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *Ковнацкая Л. М.*

Сдано в набор 7/VII-1970 г. Т-10289 Подписано к печати 4/IX-1970 г. Тираж 1800 экз.
Зак. 4245 Формат бумаги 70×108¹/₁₆ Усл. печ. л. 8,4+1 вкл. Бум. л. 3 Уч.-изд. листов 9,6

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Б 232
ПЕР ПЕСОЧНЫЙ 3-42
МАКАРИЧЕВУ Г И

12

Цена 1 р. 20 к. 70228
1-12

Индекс
70228

**ПРИНИМАЕТСЯ ПОДПИСКА
НА ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
НА 1971 ГОД**

Журналы по геолого-географическим наукам

Название журнала	К-во номе- ров в год	Подписная цена (годо- вая)
Геология и геофизика	12	8 р. 40 к.
Геология рудных месторождений	6	7 р. 20 к.
Геоморфология	4	4 р. 20 к.
Геотектоника	6	7 р. 20 к.
Записки Всесоюзного минералогического общества	6	7 р. 20 к.
Известия Академии наук СССР Серия географическая	6	9 р.
Известия Академии наук СССР Серия геологическая	12	18 р.
Известия Всесоюзного географического общества	6	5 р. 40 к.
Литология и полезные ископаемые	6	7 р. 50 к.
Океанология	6	9 р.

Подробные сведения о журналах издательства «Наука» публикуются в каталогах «Академкниги».

Подписка принимается общественными распространителями печати по месту работы и учебы, в пунктах подписки «Союзпечати», а также в любом почтамте и в отделениях связи.

