

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1973

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1973 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Г. А. Кудрявцев. О складчатостях позднего докембрия и кембрия	3
Е. Н. Алтухов, А. Д. Смирнов, Б. Н. Красильников. О байкальской складчатости Центральной Азии	10
С. В. Руженцев, А. А. Белов. К проблеме палеотектонических и палеогеографических реконструкций в областях складчато-покровного строения	18
В. П. Бухарев, А. В. Стекольников, В. Д. Полянский. Тектоника и глубинное строение анортозитовых массивов Северо-Запада Украинского щита	34
Б. П. Ризун, Ю. Н. Сеньковский. О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы в пределах Украины	43
А. И. Рыбин. Происхождение ферганских складок	50
В. Н. Шолпо. Складчатость Сванетского антиклинория	58
Г. Л. Поспелов, Д. В. Гуржий, Ю. Е. Кордияк. Тектоно-гидродинамическая нефтегазопродуктивная система Предкарпагья	71
А. А. Александров. Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай (Корьякское нагорье)	84
Г. С. Гнибиденко. Тектоника дна Берингова моря	94
Л. М. Шкерин. Результаты петротектонического изучения пород из Сихотэ-Алинского метеоритного кратера № 1	109
Ю. А. Косыгин, Ю. С. Салин, В. А. Соловьев. Определение тектоники	116

Рецензии

Б. А. Иванов. Несколько замечаний к переводу словаря Дж. Денниса	124
--	-----

Хроника

Совещание по тектонике Тихоокеанского пояса	126
---	-----

GEOTECTONICS

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1973

CONTENTS

G. A. Kudriavtsev. On Late Precambrian and Cambrian foldings	3
E. N. Altukhov, A. D. Smirnov, B. N. Krasilnikov. On the Baikalian folding in Central Asia	10
S. V. Ruzhentsev, A. A. Belov. To the problem of paleotectonic and paleogeographical reconstructions in folded-sheet areas	18
V. P. Bukharov, A. V. Stekolnikova, V. D. Poliansky. Tectonics and the deep structure of anorthositic massifs in the north-west of the Ukrainian shield	34
B. P. Rizun, Yu. N. Senkovsky. On the position of the south-western boundary of the East-European platform in the Ukraine	43
A. I. Rybin. The origin of the Ferghana folds	50
V. N. Sholpo. Folding of the Svanetian anticlinorium	58
G. L. Pospelov, L. V. Gurzhy, Yu. E. Kordiak. The tecto-hydrodynamic oil- and gas-producing system of the Fore-Carpathians	71
A. A. Alexandrov. Serpentinitic melange in the upper course of the River Chirynai (Koriak highland)	84
G. S. Gnibidenko. Tectonics of the Bering Sea floor	94
L. M. Shkerin. The result of a petrotectonic study of rocks in the Sikhote-Alin meteoritic crater No 1	109
Yu. A. Kosygin, Yu. S. Salin, V. A. Solovie. A determination of the tectonics	116

Reviews

B. A. Ivanov. A few comments on the translation of the dictionary by Dennis	124
--	-----

Chronicle

Conference on the tectonics of the Pacific belt	126
---	-----

УДК 551.24.03 + 551.72.551.732

Г. А. КУДРЯВЦЕВ

О СКЛАДЧАТОСТЯХ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ

Рассматривается место позднедокембрийской (байкальской) и позднекембрийской (салаирской, раннекаледонской, позднебайкальской — по разным авторам) складчатостей в геологической истории складчатых сооружений Южной Сибири и Северной Монголии, являющихся тектонотипами при выделении этих складчатостей. Проводится сравнение времени и тектонического положения их с идентичными складчатостями Западной Европы. Делаются выводы о том, что байкальская складчатость всюду древнее нижнего кембрия, что кембрийский тектогенез принадлежит самостоятельной тектонической эпохе, промежуточной между байкальской и каледонской, которую предлагается именовать салаирской, что позднедокембрийская складчатость Западной Европы (ассинтская) проявлена значительно позже, чем идентичная ей байкальская складчатость Сибири.

Как известно, тектонические движения, проявившиеся на южной и юго-западной окраине Сибирской платформы в конце протерозоя и первой половине кембрия, Н. С. Шатский в 1932—1933 гг. назвал байкальской складчатостью (Шатский, 1963_{1,2}). Этот термин получил широкое распространение в советской и зарубежной литературе. Однако складчатость середины и конца кембрия получила также наименование салаирской и раннекаледонской. Таким образом, в настоящее время проявления тектогенеза в середине или второй половине кембрия разными исследователями именуется: позднебайкальской (а иногда и просто байкальской), салаирской и раннекаледонской складчатостями. При этом в случае употребления термина «позднебайкальская складчатость» имеется в виду складчатость, завершающая байкальскую эру тектогенеза, отвечающую, согласно Н. С. Шатскому, рифейской структурной эволюции; при употреблении термина «раннекаледонская складчатость» имеется в виду складчатость, относящаяся к новой тектонической эре — каледонской; наконец, применение понятия «салаирская складчатость» предполагает выделение самостоятельной салаирской тектонической эпохи.

Тектонические движения позднего докембрия в Западной Европе Г. Штилле в 1944 г. выделил в качестве ассинтской складчатости, подчеркнув при этом, что верхним возрастным рубежом этой тектонической эры является граница докембрия и нижнего кембрия (Штилле, 1968). В ряде районов Европы устанавливаются также тектонические движения и второй половины кембрия (сардинская складчатость Иберийского полуострова, вандейская складчатость Бретани и др.).

Структуры, созданные позднедокембрийской и кембрийской складчатостями в Западной Европе, занимают незначительные площади и в большей своей части оказываются существенно переработанными последующими тектоническими процессами. Поэтому выяснение принадлежности позднедокембрийского и кембрийского тектогенеза той или другой тектонической эре здесь затруднено.

Иначе обстоит дело в складчатых системах, обрамляющих южную часть Сибирской платформы. Здесь, в горных сооружениях Южной Сибири и Северной Монголии тектонические структуры, образованные в позднем докембрии и кембрии, занимают значительные пространства

и в большей своей части почти не изменены последующими тектоническими процессами (Тектоника Евразии, 1966). Помимо сказанного эта площадь удобна для тектонической периодизации позднего докембрия и раннего палеозоя еще и потому, что она являлась исходной при выделении рассматриваемых складчатостей — здесь расположены структуры, явившиеся тектонотипом и байкалид и салаирид.

По времени проявления главной складчатости, т. е. складчатости, завершающей собственно геосинклинальный этап развития и определяющей таким образом возраст данного складчатого сооружения, на этой территории можно выделить зоны, относящиеся к области докембрийской (позднепротерозойской) складчатости и к области кембрийской складчатости (салаирской, по одним авторам, или раннекаледонской — по другим). К первой из них следует относить Енисейский кряж, центральную и северо-восточную части Восточного Саяна, Хамар-Дабан, а также крупную структуру Тувино-Монгольского массива, к которому относятся нагорье Сангилен в юго-восточной Туве, Окинско-Ильчирский район Восточного Саяна и структуры Прихубсугуля в Северной Монголии.

К области кембрийской складчатости относятся большая часть территории Тувы, юго-западная часть Восточного Саяна, Кузнецкий Ала-тау, Джидинская и Идэрская зоны Северной Монголии. Область докембрийской складчатости непосредственно примыкает к Сибирской платформе, опоясываясь в свою очередь с внешней стороны (запада и юга) зонами кембрийской складчатости.

Для большинства структур области докембрийской складчатости в литературе последних лет (Клитин и др., 1970) неоднократно показывалось, что собственно геосинклинальный этап их развития завершился в позднем докембрии. Устанавливается это на основании того, что смена формаций главного геосинклинального комплекса (по терминологии М. В. Муратова) орогенными формациями наложенных прогибов осуществляется значительно ниже подошвы нижнего кембрия. В Манском прогибе, например, можно видеть, как молассовые толщи после перерыва несогласно налегают на геосинклинальные серии позднего протерозоя. Орогенные образования этого прогиба, так же как и других ему подобных, по строматолитам и радиологическим данным, а также по тесной связи их с нижнекембрийскими породами многими авторами в значительной своей части сопоставляются с верхами рифея — вендом.

Возраст тектогенеза, с которым связан перерыв в основании этих орогенных образований, в абсолютной геохронологии указывается на уровне около 800—850 млн. лет (см., например, кн. «Стратиграфия кембрия...», 1969).

Более высокое, а именно внутрикембрийское положение складчатости, якобы завершившей позднепротерозойский (рифейский) этап собственно геосинклинального развития, указывается некоторыми авторами для структуры, известной в качестве Тувино-Монгольского массива. В связи с этим одни авторы, относя массив к структурам байкалид, делают вывод о верхней границе байкальской складчатости внутри кембрия, другие относят массив к структурам ранних каледонид (или салаирид). В последнее время Монгольская часть этого массива изучена советскими геологами, в частности А. В. Ильиным (1971). Полученные данные о строении этой структуры сводятся к следующему.

Геосинклинальные отложения здесь, как и в других зонах области докембрийской складчатости, состоят из трех комплексов: сланцевогнейсового внизу, преимущественно карбонатного в средней части и зеленосланцевого в верхней. Так же как и в других зонах, в основании комплекса «зеленых сланцев» отмечается перерыв, по-видимому, сопровождаемый интрузивным магматизмом, однако структурного несогласия не устанавливается.

Более крупным и более резко выраженным является перерыв, разделяющий толщу «зеленых сланцев» и несогласно лежащих на ней отложений Сархойского и Прихубсугульского прогибов. С этим перерывом, по-видимому, также связаны гранитоидные интрузии. Указанные прогибы по своему структурному положению являются наложенными. По наблюдениям А. В. Ильина, Прихубсугульский прогиб отчетливо воздымается к северу, тогда как подстилающие его структуры, сложенные толщей «зеленых сланцев», в этом направлении погружаются.

По формационным признакам отложения Прихубсугульского и Сархойского прогибов нельзя определить как типично орогенные. Но они существенно отличаются и от одновозрастных типично геосинклинальных отложений соседних областей кембрийской складчатости, занимая промежуточное положение между ними и орогенными образованиями. При этом вулканы преимущественно кислого состава, придающие наибольшую «геосинклинальность» породам рассматриваемых прогибов, развиты только по их окраинам, расположенным ближе к соседним настоящим кембрийским геосинклиналям. Такой состав отложений может объясняться природой самих прогибов, являющихся зонами регенерации геосинклинального режима в структурах, в какой-то мере уже консолидированных предшествующей складчатостью, являющейся в таком случае для этих структур главной, завершающей складчатостью. Складчатость эта проявилась, так же как и на остальной площади, перед накоплением толщ, сопоставляемых с вендом и верхним рифеем, примерно на уровне 800—900 млн. лет.

Следует заметить, что довендский возраст этой докембрийской складчатости недавно был показан К. А. Клитиним, Т. Г. Павловой и Е. С. Постельниковым (1970) не только для структуры Восточного Саяна, но и для структур всей Байкальской складчатой зоны Н. С. Шатского.

На всей этой площади дальнейшее развитие структур, включающее и движения кембрийского времени, происходило уже в условиях орогенного режима, а смена последнего платформенным не была столь резкой, как смена собственно геосинклинального этапа развития орогенным, осуществленная в результате проявления главной складчатости.

Таким образом, можно констатировать, что главная складчатость, завершающая собственно геосинклинальный этап развития позднепротерозойских (рифейских) геосинклиналей, т. е. байкальская складчатость (по Н. С. Шатскому, 1963), в области сибирских байкалид нигде не проявляется в кембрии. Больше того, она значительно древней кембрия.

Теперь посмотрим, какова роль кембрийской складчатости в формировании структур, обрамляющих байкалиды с внешней стороны. Напомню, что в отечественной литературе кембрийская складчатость именуется одними авторами позднебайкальской, другими — раннекаледонской, третьими — салаирской. Выше говорилось о том, что в структурах байкалид движения кембрийского времени относятся к стадии развития наложенных на байкалиды впадин: в одних случаях типично орогенных (Манский прогиб), в других — представляющих собой зоны кембрийской регенерации (Сархойский, Прихубсугульский, Сангиленский прогибы). Однако на обширных пространствах к западу от байкалид складчатость середины и конца кембрия проявилась в качестве главной складчатости, завершившей развитие эвгеосинклинальных систем Тувы, Северной Монголии, Кузнецкого Алатау, западной части Восточного Саяна. Геосинклинальный комплекс здесь образован отложениями рифея, по-видимому, верхнего, отложениями венда и нижнего, а частично и среднего кембрия. В основании комплекса по различным признакам устанавливается крупный перерыв, к которому приурочены гранитоидные интрузии (Кудрявцев, 1965). Рифейская серия сложена толщами «зеленых сланцев» очень большой мощности (около 8 км). В нижней

половине распространены сланцы, образовавшиеся преимущественно по основным эффузивам, в верхней — сланцы по глинисто-карбонатным породам. Вендско-нижнекембрийская серия, структурно связанная с рифейской, имеет мощность также порядка 8—9 км. В нижней половине здесь развиты преимущественно зеленокаменно измененные вулканогенные породы, среди которых существенное место занимают породы спилито-кератофировой формации, нередко ассоциирующие с гипербазитами. Распространены также кремнисто-глинистые породы и рифогенные известняки. Верхняя половина нижнекембрийской серии сложена переслаиванием песчано-сланцевых, карбонатных и вулканогенных пород. В переслаивании участвуют пачки яшмоидов.

В центральных районах Восточной Тувы и по ее северо-западной окраине геосинклинальные отложения нижнего кембрия резко несогласно, с базальными конгломератами в основании перекрыты обломочными толщами верхнего, а по последним данным, и верхов среднего кембрия. Эти перекрывающие отложения содержат гальку гранитоидов, рвущих нижнекембрийские толщи. В формационном отношении они относятся к молассовым образованиям, знаменуя смену собственно геосинклинального режима развития орогенным. Эта смена происходила на рубеже около 500 млн. лет, т. е. как раз на том рубеже, который нередко указывается как верхняя граница байкальской эпохи складчатости (Богданов, 1969).

Если принимать время заложения рассматриваемой геосинклинали с перерыва в основании толщ «зеленых сланцев», относимых к верхнему рифею по онколитам и радиологическим данным, т. е. с рубежа примерно 800—900 млн. лет, то продолжительность собственно геосинклинального этапа составит 300—400 млн. лет. Геосинклинальные толщи здесь образуют два крупных цикла, в которых нижняя, большая часть, мощностью порядка 5—6 км характеризуется преобладанием вулканитов преимущественно основного состава, а верхняя, меньшая, мощностью в 2—4 км — преобладанием терригенно-карбонатных пород, а вулканиды встречаются спорадически.

Завершающая средне- или позднекембрийская складчатость сопровождалась мощными интрузиями гранитоидов, среди которых преобладают породы состава гранодиоритов и плагиогранитов.

Складчатые сооружения, возникшие на месте геосинклинальных систем, занимают обширную площадь и обладают своим структурным планом, располагаясь между областью байкалид Восточного Саяна и Хамар-Дабана и область каледонид Горного и Монгольского Алтая и Западного Саяна.

Если исходить из определения байкальской складчатости, как завершившейся в кембрии, то рассмотренная складчатость и соответствующая тектоническая эпоха вполне могут отвечать понятию байкальской. Однако тогда из периодизации тектонической истории надо вообще исключить понятие ранних каледонид и их эквивалентов и считать, что байкальская складчатость проявлена не в «Байкальской складчатой зоне» Н. С. Шатского, а как раз там, где Н. С. Шатский указывал развитие каледонид.

Представляется, однако, что все вышесказанное позволяет рассматривать область кембрийской складчатости юга Центральной Сибири и Северной Монголии как образование самостоятельной тектонической эпохи, отличной и от байкальской и от каледонской тектонических эпох. Начало ее относится ко времени около 800—900 млн. лет, а завершающей складчатостью этой эпохи является складчатость второй половины кембрия. У сибирских геологов она получила наименование салаирской и, несмотря на то, что это название формально неудачно, все же, может быть, его стоит сохранить, как прочно вошедшее в нашу геологическую литературу.

Можно отметить, что еще в 1937 г. А. Д. Архангельский вместе с коллективом сотрудников писал, что «следует поставить вопрос о существовании самостоятельного тектонического цикла, приуроченного к кембрийскому периоду и весьма слабо отраженного в геологической истории Западной Европы» (Архангельский и др., 1937).

М. В. Муратов (1967) также указывает, что рассматриваемая область отличается как от типичных каледонид, так и от байкалид, занимая по времени и пространственному положению промежуточное место между ними.

Теперь остановимся кратко на вопросе сопоставления докембрийской складчатости Сибири со складчатостями, имевшими место около границы кембрия и докембрия в Европе. Как известно, байкальская складчатость нередко сопоставляется с ассинтской. Последняя понималась Г. Штилле только как докембрийская, что он специально оговорил, объясняя почему, установив несогласие между торридоном и нижним кембрием, не воспользовался ранее существовавшим термином — кадомская складчатость (Штилле, 1968). Им он не воспользовался потому, что по существовавшим тогда представлениям допускался и внутрикембрийский возраст кадомской складчатости. Это было связано с тем, что в Армориканском массиве Бретани, где Бертраном еще в 1921 г. была выделена кадомская складчатость, отложения верхнего бриовера некоторыми авторами относились к кембрию. Кадомская же складчатость была установлена между верхним бриовером и вышележащими красноцветными породами, включающими субсеквентные вулканиты. После того как позже был выяснен наиболее вероятный докембрийский возраст пород верхнего бриовера и кембрийский несогласно кроющих его красноцветных пород, Г. Штилле (1968) указал, что кадомская складчатость соответствует ассинтской (позднеассинтской). В настоящее время получены радиологические данные, подтверждающие докембрийский возраст верхнего бриовера и данные о возрасте гранитов, связанных с кадомским перерывом, указывающие на предкембрийский возраст последнего. Таким образом, по современным представлениям, кадомская складчатость Армориканского массива, завершающая развитие рифейской геосинклинали, соответствует позднеассинтской фазе ассинтской складчатости (Leutwein, 1968).

В Богемском массиве Чехословакии ассинтская складчатость, завершающая эволюцию рифейской геосинклинали, устанавливается также перед кембрием (Regional Geology of the Czechoslovakia, 1966). Здесь проявлены две фазы ассинтской складчатости, первая, которую Штилле назвал железногорской, перед послеспилитовой серией, и вторая — между ней и кембрием. Послеспилитовая серия, относимая многими исследователями к эокембрию (венду), сопоставляется по ряду признаков с верхним бриовером Нормандии. Таким образом, верхняя ассинтская складчатость Богемского массива (предкембрийская) хорошо сопоставляется с кадомской складчатостью Армориканского массива. Железногорская же складчатость находится примерно на одном уровне с завершающей складчатостью байкалид Сибири (довендской), но в Армориканском массиве она не является завершающей.

На Британских островах, кроме известного исходного проявления ассинтской складчатости в районе озера Ассинт, в Северной Шотландии, ассинтский тектогенез проявлен в области британских каледонид как перед вендом — несогласие (на рубеже 740 млн. лет) между сериями Мойн и Дальред в метаморфической зоне, так и перед кембрием — в неметаморфической зоне. В последнем случае ассинтская складчатость выражена более четко. Однако в обоих случаях ассинтская складчатость не являлась завершающей, она не замкнула рифейские геосинклинали Британии, собственно геосинклинали (доорогенная) стадия их развития продолжалась и в нижнем палеозое.

Строение разрезов областей байкальской и салаирской складчатостей

Геохронология		Сибирские байкалды		Ассинтские структуры Европы		Салаириды
Ордовик 500 млн. лет	Орогенный комплекс и комплекс регенерированных наложенных прогибов	Молассы, терригенная, терригенно-карбонатная формации, «субсеквентные» вулканыты (карагасско-оселочная, чингасанская, дархатская, хубсугульская, серни и их аналоги)	Орогенный комплекс	Кембрийские конгломераты и песчаники (моласса) «субсеквентные» вулканыты	Орогенный комплекс	Молассы, «субсеквентные» вулканыты (систигхемская, шемушдагская, черемшанская свиты и их аналоги)
Кембрий				Перерыв, несогласие, гранитоиды		Перерыв, несогласие, гранитоиды
570 млн. лет			570 млн. лет		500—520 млн. лет.	
Венд 700 млн. лет			Собственно геосинклинальный комплекс	Спилито-диабазовая, песчано-сланцевая, кремнисто-сланцевая формации (доспилитовая, спилитовая, послеспилитовая серии Богемского массива; бриовер Армориканского массива)	Собственно геосинклинальный комплекс	Зеленокаменная, спилит-диабазовая, спилит-кератофировая, кремнисто-сланцевая граувакковая, терригенно-карбонатная формации (харальская, туматтайгинская, тапсинская, монокская, мундыбашская, кондомская свиты и их аналоги)
Поздний рифей	800—900 млн. лет	Перерыв, несогласие, гранитоиды				
1000 млн. лет Средний рифей		Песчано-сланцевая (зеленосланцевая), карбонатная, терригенно-карбонатная, терригенно-вулканогенная формации (тунгусицкая, (ухопитская, дербинская, билинская, окинская серни и свиты их аналоги)				
1350 млн. лет Ранний рифей, средний и ранний протерозой						

Таким образом, в Западной Европе, там, где устанавливается замыкание рифейских геосинклиналей (Армориканский, Богемский массив), завершающей складчатостью является предкембрийская (позднеассинтская) с возрастом 560—570 млн. лет. Замыкание рифейских геосинклиналей Сибири связано с довендской (байкальской) складчатостью, возраст которой устанавливается на уровне 800—900 млн. лет. Тектонические движения этого времени проявлены, как говорилось, и в Западной Европе, однако нигде они не привели к замыканию геосинклиналей.

Как и ассинтская, так и байкальская складчатость являются складчатостями, завершающими собственно геосинклинальный (доорогенный) этап развития рифейских (позднедокембрийских) геосинклиналей. В этом смысле ассинтская тектоническая эпоха соответствует байкальской. Однако проявления завершающей складчатости в ассинтских структурах Европы и байкальских структурах Сибири значительно различаются по времени (таблица). Согласно имеющимся данным абсолютной геохронологии, эта разница более 200—250 млн. лет, т. е. больше продолжительности целой тектонической эпохи фанерозоя. Следует при этом отметить, что ассинтские структуры Европы испытали регенерацию геосинклинального режима в последующие тектонические эпохи, тогда как в байкалидах Сибири такой регенерации не было, или она проявилась в очень слабой форме (Тувино-Монгольский массив).

Интересно указать, что проявление и раннепалеозойских складчатостей на востоке Евразии оказывается более ранним, чем на западе. Так, складчатость салаирской тектонической эпохи, проявленная в Сибири, приходится на вторую половину и конец кембрия, а на Британских островах ей, по-видимому, адекватна складчатость начала или середины ордовика. Каледонские структуры Алтае-Саянской области и Казахстана сформировались раньше, чем каледониды Британии. Для складчатостей варисцийской тектонической эпохи существует, как известно, обратная закономерность: завершающие складчатости оказываются более ранними на западе Евразии (Богданов, Ханн, 1968).

В свете всего сказанного, возможно, байкальскую складчатость не следует противопоставлять палеозойским, как складчатость планетарную в отличие от последних. Вероятно, байкальская (ассинтская) складчатость в закономерностях своего проявления является такой же, как другие складчатости неогейкума.

Литература

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. Очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Богданов А. А. Тектонические эпохи.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, № 5.
- Богданов А. А., Ханн В. Е. Вместо послесловия.— В кн.: Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. «Мир», 1968.
- Ильин А. В. О Тувино-Монгольском массиве. Тр. НИЛЗарубежгеологии, 1971, вып. 22.
- Клигин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., «Наука», 1970.
- Кудрявцев Г. А. Основные черты тектоники Тувы.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 2.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 10.
- Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 51, 1969.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Шатский Н. С. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. Избр. тр., т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шатский Н. С. Рифейская эра и байкальская складчатость. Избр. тр., т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. «Мир», 1968.
- Leutwein F. Contribution a la connaissance de la precambrien recent en Europe du precambrien recent en Europe Occidentale et developpement geochronologique du Brioverien en Bretagne (France).— Canad. J. Earth Sci., 1968, vol. 5.
- Regional Geology of the Czechoslovakia, Praga, 1966.
- НИЛЗарубежгеология

Статья поступила
9 января 1973 г.

УДК 551.24.03+551.72·551.732(5)

Е. Н. АЛТУХОВ, А. Д. СМИРНОВ, Б. Н. КРАСИЛЬНИКОВ
О БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В свете новых данных о возрасте эпигеосинклинальных моласс (карагаско-оселочный комплекс и его аналоги) выделение байкальской складчатости в Центральной Азии становится неоправданным. Относившиеся к этой складчатости структуры уже во второй половине рифея вступили в орогенный эпигеосинклинальный этап развития и, по-видимому, соответствуют кибаридам Африки и их аналогам на других континентах. Складчатые сооружения этого возраста в Центральной Азии предлагается именовать рифеидами.

Байкальская эпоха складчатости была выделена Н. С. Шатским в 1932 г. на материалах по тектонике Сибири и датирована концом докембрия — началом кембрия, о чем можно судить по некоторым его высказываниям. В статье «О тектонике Арктики» (1935, стр. 155) он писал: «Эпоху возникновения древних глыб мы относим к концу архея — началу протерозоя, а складчатость, спаявшую в одно целое массив Сибирской плиты, — к самому концу протерозоя или к первой половине кембрия (байкальская складчатость)». Позже, на коллоквиуме в Париже в 1957 г. Н. С. Шатский сказал, что «в 1932 и 1935 гг. я предложил складчатость конца протерозоя и начала кембрия называть байкальской». В этой же работе он говорил: «...орогенез на границе кембрия и протерозоя и в другие периоды растягивался на продолжительное время, и, в частности, очень крупные байкальские движения имели место в начале кембрия, в посленижнекембрийское, но доверхнекембрийское время» (Шатский, 1963, стр. 587). Однако выделив новую тектоническую эпоху в развитии Земли, завершившуюся байкальской складчатостью, Н. С. Шатский не описал типичных примеров эпибайкальского несогласия. В то же время, исходя из критического и справедливого, с нашей точки зрения, отношения к представлениям катастрофистов о повсеместности и синхронности фаз складчатости, он допускал длительный процесс замыкания рифейских геосинклиналей с наиболее поздними движениями в среднем кембрии. Позже байкальские складчатые комплексы были описаны в составе фундаментов разновозрастных складчатых поясов Земли, а также в качестве самостоятельных систем байкалид на различных континентах (Богданов, Хаин, 1968; Хаин, 1970; Муратов, 1970, и др.).

Термин «байкальская складчатость» широко вошел в геологическую литературу, но с различной трактовкой у различных исследователей. Основные причины различия взглядов на содержание байкальской складчатости, по-видимому, две: 1) нечеткое первоначальное определение ее верхнего возрастного предела при большом диапазоне времени — конец протерозоя или первая половина кембрия; 2) наличие салаирской или раннекаледонской складчатости, открытой томскими геологами (Кузьмин, 1928; Усов, 1936, и др.), также имеющей в ряде регионов вполне самостоятельное значение и завершившейся до эпохи верхнего кембрия. Эту складчатость Н. С. Шатский противопоставлял байкалидам, а образовавшиеся в результате складчатые сооружения включал

в состав каледонид. Существование двух сближенных во времени эпох складчатости дало повод для разноречивого толкования байкалид — одни и те же структурные элементы различные исследователи стали относить то к байкалидам, то к салаиридам.

Для иллюстрации этого достаточно привести несколько примеров. В. В. Богацкий и др. исследователи (1962) к байкалидам в Сибири отнесли складчатые сооружения, сформировавшиеся перед верхним кембрием, т. е. салаириды. С этим же рубежом связывает заключительные движения байкальской складчатости М. А. Семихатов (1962), А. А. Богданов (1969) и многие другие. В. С. Зайка-Новацкий и А. В. Чекунов (1970) к байкалидам относят додевонские структуры Галицийской складчатой области. Во избежание недоразумений многие исследователи в последние годы стали выделять ранние и поздние байкалиды. В состав последних неизменно попадают при этом структуры салаирской эпохи формирования (Андреев и др., 1968; Муратов, 1969, 1970; Богданов, Хаин, 1968; Хаин, 1970, и др.). Л. И. Салоп выделяет байкалиды с заглавной буквы, понимая под ними геосинклинальную систему, заложившуюся в раннем протерозое и закончившую свое существование в конце кембрия. Е. В. Павловский (1960) предлагает ввести ясное ограничение верхнего возрастного предела байкальской складчатости до эпохи нижнего кембрия. Е. С. Постельников (1971) завершение геосинклинального развития в зонах обрамления Сибирской платформы связывает с рубежом позднего рифея — кембрия, но образования чингасанской серии Енисейского кряжа, имеющей верхнерифейский возраст, относит к эпигеосинклинальной молассе. В итоге байкалиды превратились в понятие собирательное, куда включаются структуры с ясным и неясным возрастом завершающей складчатости, но имевшей место где-то в конце докембрия или начале кембрия. Иначе говоря, уже давно назрела проблема возраста байкальской складчатости. Главным аспектом этой проблемы является выяснение пространственного и временного соотношений ее с салаирской складчатостью. На частных примерах рассмотрением этой проблемы в разные годы занимались различные исследователи (Алтухов, Смирнов, 1964; Кудрявцев, 1969; Клитин и др., 1970, и др.), но актуальность ее очевидна и ныне в связи с отнесением к байкалидам новых районов (Алтухов и др., 1968, и др.).

Для анализа соотношения названных складчатостей необходимо прежде условиться о самом принципе датировки возраста складчатости. Как известно, последний определяется по-разному. Некоторые определяют его по времени проявления последней складчатости и магматизма (Салоп, 1967, и др.), другие — по главной складчатости, приводящей к ликвидации геосинклинального режима развития на большей части территории и началу орогенного эпигеосинклинального этапа развития (Херасков, 1967, и др.). Наконец, возраст складчатости определяют по времени окончания горообразовательных процессов и формирования орогенных комплексов, считая при этом, что последние соответствуют заключительным стадиям полных геосинклинальных тектоно-магматических циклов (Муратов, 1967, и др.). Наиболее распространен принцип датировки возраста складчатости по времени окончания собственно геосинклинального этапа развития, поскольку наиболее объективно отражает принципиальное изменение в стиле тектонического развития геосинклинальных систем. Именно так понимал байкальскую складчатость Н. С. Шатский. Необходимо отметить, что со времени выделения байкальской складчатости расчленение докембрия продвинулось вперед. В частности, из отложений, ранее относившихся к кембрию (карагасско-оселочный комплекс и его возрастные аналоги), ныне выделен вендский комплекс, а в последнее время ряд исследователей (Хоментовский и др., 1969; Работнов и др., 1971; Мац, 1971; Додин, Маньковский, 1971, и др.)

считают возможным из состава тех же отложений выделить возрастные комплексы верхнего, среднего и даже нижнего рифея. Соответственно возраст байкальской складчатости становится не только довендским, но понижается до среднепротерозойского уровня, т. е. становится эквивалентным поздним карелидам либо кибаридам. Однако анализ данных о раннерифейском возрасте карагаско-оселочного комплекса и его аналогов не позволяет считать их убедительными. Эти данные основываются главным образом на находках проблематики и онколитов, руководящее значение которых нельзя считать доказанным. Достаточно сослаться в этом отношении на материалы А. К. Запольнова (1971) по кембрию Большеземельской Тундры. Этот исследователь обнаружил «рифейскую» проблематику соответственно совместно с кембрийской (археоциаты) и девонской (брахиоподы и др.) фауной. Учитывая это, нижняя граница карагаско-оселочного комплекса нами пока условно проводится внутри рифея, но она явно древнее венда.

К подобному же выводу пришли Н. С. Зайцев и А. В. Ильин (1970) на примере рассмотрения данных о возрасте дархатско-хубсугульской серии Сархойско-Хубсугульского новообразованного прогиба.

Имеющийся к настоящему времени материал по соотношению рифейских и нижнепалеозойских геосинклинальных образований Сибири и Центральной Монголии однозначно свидетельствуют о существовании двух самостоятельных эпох складчатости — рифейской и салаирской, разобщенных пространственно и во времени. Складчатые сооружения, возникшие в результате рифейской складчатости, были названы рифеидами (Смирнов, Булдаков, 1962; Алтухов, Смирнов, 1964, и др.).

К рифеидам в Сибири авторы считают возможным отнести структуры Енисейского кряжа, Протеросаяна, Восточной Тувы, Хамар-Дабана, Байкальской горной области, Центрального и Восточного Забайкалья (Монголо-Охотский пояс). Судя по литературным данным, к этой же складчатой системе принадлежат структуры Северной (без Озерной зоны) и Центральной Монголии, подвергшиеся в палеозое переработке, особенно в краевых зонах, раннекаледонскими и герцинскими движениями (степень переработки при этом резко убывает по мере удаления от раннекаледонских и герцинских эвгеосинклиналей). Эта переработка выражается в формировании новообразованных геосинклинальных прогибов (моногеосинклиналей), внедрении гранитоидных интрузий нескольких поколений, формировании прогибов и впадин орогенного класса. В таком виде рифеиды Центральной Азии представляются в полном объеме, отделяясь от палеозойских эвгеосинклинальных систем — салаирид на западе и ранних герцинид на юге — зонами глубинных разломов, вдоль которых часто развиваются офиолитовые пояса.

Главное несогласие, сопровождающее рифейскую складчатость, явилось следствием завершения полноразвитого тектоно-магматического цикла, подчеркиваемого свойственной геосинклиналям стадийностью развития, а также проявлением типичных для геосинклиналей магматических комплексов — основного — ультраосновного и гранитоидного. Для различных частей складчатой системы рифеид это несогласие, по видимому, не строго одновозрастное, но надо иметь в виду и различную продолжительность перерыва, последовавшего после рифейской складчатости и обусловившего разновозрастность базальных слоев новообразованных структур, в том числе и эпигеосинклинальных орогенных. Последний вывод напрашивается в связи с практически повсеместным сходством зеленосланцевых геосинклинальных комплексов, завершающих формационные ряды различных структурных зон системы рифеид и, вероятно, принадлежащих одному и тому же стратиграфическому уровню, скорее всего нижнему — среднему рифею (нарынская, харальская, бийхемская, окинская, быркинская, кулиндинская и другие зеленосланцевые свиты) (Алтухов, 1971, и др.).

Главному внутририфейскому несогласию по возрасту соответствует несогласие за пределами системы рифейд (Кудрявцев, 1963; Зайцев, 1964, и др.), что свидетельствует о широком площадном проявлении движений этой эпохи в Центральной Азии. В качестве примеров несогласия, созданного рифейской складчатостью, приведем следующие: 1) в основании карагаско-оселочного комплекса Присяянья, 2) в основании сархойской и дархатской серий Сархойско-Хубсугульского прогиба; 3) в основании ангульской и анастасьинской свит Манского прогиба; 4) в основании кухемской свиты Нарынского и Хусунгольского грабенов Сангиленга; 5) в основании чингасанской серии Енисейского кряжа; 6) в основании трехчленного байкальского комплекса Прибайкалья; 7) в основании уровской свиты Георгиевского прогиба Приаргунья (падь Колторотуй, в частности); 8) в основании ряда наложенных вендско-кембрийских и кембрийских структур Центрально-Монгольской и Северо-Монгольской зон; 9) в основании татауровской свиты Уда-Витимского прогиба. За пределами системы рифейд эпифейское несогласие можно наблюдать в основании шурмакской свиты хребта Восточный Танну-Ола, в основании казырской свиты северного борта Казыр-Кизирского синклинория и других местах.

Наиболее древними, средне- и позднерифейскими, являются моласовые комплексы Прибайкалья, Присяянья и Енисейского кряжа, что позволяет предполагать либо наиболее раннее завершение в этих регионах рифейской складчатости, либо более короткий перерыв во времени между эпохой этой складчатости и началом накопления эпигеосинклинальных моласс. Среди других раннепалеозойских (вендско-кембрийских, возможно, позднерифейско-вендско-кембрийских) новообразованных структур мы считаем возможным выделить шовные геосинклинали — «щели» (Баян-Хонгорская, Еравнинская и др.) и орогенные прогибы (Идерский и др.). К классу последних некоторые исследователи считают возможным отнести Сархойско-Хубсугульскую и подобные наложенные на фундамент рифейд структуры (Щеглов, 1969, и др.).

В большинстве перечисленных пунктов базальные конгломераты содержат всю гамму метаморфических пород протерозойско-рифейских комплексов, а также гальки рифейских основных — ультраосновных (карагаская и сархойская свиты) и гранитоидных (почти все вышеперечисленные свиты) пород и пегматитов. Кроме того, в ряде случаев описано непосредственное налегание позднерифейско-раннепалеозойских комплексов на гранитоиды (верховья р. Китой, Присяянье и другие места). Все это несомненно свидетельствует о завершенности рифейского тектоно-магматического цикла.

Среди вышеперечисленных наложенных на рифейды структурных новообразований к эпигеосинклинальной молассе принадлежит карагаско-оселочный комплекс Присяянского и трехчленный байкальский комплекс Прибайкальского краевых прогибов (Красильников, 1968, и др.), чингасанская серия Енисейского кряжа (Постельников, 1971, и др.). Остальные новообразования на рифейдах значительно оторваны во времени от эпохи главной складчатости (многие десятки миллионов лет) и принадлежат в одних случаях к дейтероорогенным (по К. В. Боголепову, 1968) структурам, а в других — к новообразованным геосинклиналям.

Этап формирования на рифейдах наложенных структур не закончился в нижнем палеозое. С перерывами он продолжался на протяжении всей последующей геологической истории. Рассмотрение этого этапа развития не входит в поставленную задачу.

Иное, более широкое понимание примененного нами термина содержится в работе Н. А. Штрейса (1964). Рифейдами он назвал всю совокупность складчатостей, опоясывающих и спаивающих в единое целое древние массивы платформ южного ряда, а также Гренвильский складчатый пояс Северо-Американской платформы и «...отдельные небольшие

зоны, непосредственно примыкающие к Сибирской платформе» (Штрейс, 1964, стр. 18). При этом главное место среди них принадлежит складчатости, приходящейся примерно на середину рифейского времени и известной под названием кибарид в Африке, сатпурид в Индии, цикла Минас в Южной Америке (Хаин, 1971), складчатости широтного пояса, объединившей древние массивы Пилбара и Калгурли-Йорк в Австралии. В Лавразии этому рубежу соответствует Гренвильская складчатость Северной Америки и, как оказалось, выделенные нами рифеиды Центральной Азии. В результате складчатости этого времени произошло замыкание большинства геосинклинальных систем, разъединявших древние массивы платформ Гондваны, где их М. В. Муратов (1970) назвал «запоздалыми карелидами». В Лавразии в итоге складчатости этого же времени произошло приращение к дорифейским платформам крупнейших складчатых поясов — Гренвильского, Саяно-Байкальского, Хинганно-Гобийского и др. (Красильников и др., 1971). Рассматриваемая складчатость, таким образом, имеет планетарное значение (Хаин, 1971, и др.).

Другие завершённые складчатости рифейского времени на материках Гондваны и Лавразии имеют гораздо меньшее распространение (причем выделяются иногда условно), но также включаются Н. А. Штрейсом в рифеиды. К ним относятся дельийские складчатые пояса Индии, пояс Аделаиды Австралии, Мозамбикский, Катанго-Дамарский и некоторые другие пояса Африки, бразильский цикл Южной Америки, ассинтиды Европы. Широко развиты незавершённые поздне-рифейские и, вероятно, несколько более молодые (позднебайкальские) складчатости в основании пояса Тетис.

Несмотря на изложенное понимание рифеид Н. А. Штрейсом, представляется целесообразным и для внутририфейской складчатости Сибири сохранить то же наименование, исходя из нижеследующего:

1. Складчатости этого времени имеют планетарное распространение и требуют общего названия.

2. Тектонотипом рифеид может быть описанная под этим наименованием складчатость на юге Сибири, где ее внутририфейский возраст сомнений не вызывает.

3. Стратотип рифея тоже впервые выделен в Лавразии, на западном склоне Южного Урала. В настоящее время рифейские формации разного генетического типа выявлены в различных частях Евразии, а в Сибири имеют наиболее широкое распространение. В связи с этим естественно выделение в Сибири тектонотипа складчатости, завершающей развитие рифейских геосинклиналей.

4. По времени завершающей складчатости выделяются всеми признанные мезозойды, и в этом смысле выделяемые рифеиды не составляют исключения.

5. Поскольку допускается возможным асинхронность процесса замыкания рифейских геосинклиналей, не исключено, что выделяемые рифеиды Центральной Азии охватывают несколько сближенных во времени фаз складчатости, и в этом случае понятие рифеид вполне соответствует содержанию этого термина в работах Н. А. Штрейса.

6. Термин «рифеиды» широко вошел в литературу по тектонике Сибири¹. Авторы отдают себе отчет в том, что применение предлагаемого термина подлежит дальнейшему обсуждению. Оно необходимо потому, что, во-первых, возраст байкальской складчатости в первоначальной трактовке Н. С. Шатского явно не соответствует современным данным о возрасте эпигеосинклинальных моласс; во-вторых, термин «рифеиды»,

¹ Это было отчетливо продемонстрировано в докладах и выступлениях на совещании по тектонике байкальских и палеозойских складчатых образований СССР, состоявшемся в 1972 г. в Москве.

как уже отмечалось, применен в несколько иной, чем предлагается (но близкой), трактовке Н. А. Штрейсом.

Не менее отчетливо выражена и широко распространена в Центральной Азии другая, салаирская складчатость.

К салаиридам, т. е. доверхнекембрийским структурам, в Центральной Азии относятся обширные пространства Тувы и Северо-Западной Монголии (Озерная зона). В качестве самостоятельных зон складчатые сооружения этого возраста выделяются в Европе под названием сардинской, в Африке — сардской складчатостей. Движения этой эпохи, сопровождаемые несогласием, отмечаются в Сербско-Македонском массиве, Добрудже, в Гемерской зоне западных Карпат, Судетах, Чехословакии, Аргентине, Китае, Гималаях, Иране и Турции (Дон, 1970). С заключительными движениями салаирской эпохи связана стабилизация Ханкайского и Буреинского массивов Востока Азии (Смирнов, 1963). Планетарное значение салаирской тектонической эпохе придавал и К. В. Радугин (1960) и др.

В последние годы самостоятельность раннепалеозойского тектонического цикла отстаивается также Е. Доном (1970).

Эпоха салаирской складчатости приходится на границу среднего и верхнего кембрия. При этом для салаирид характерна одноэтапная складчатость, что резко отличает их от складчатости поздних каледонид и рифеид. Складчатость сопровождалась внедрением почти непрерывного гранитоидного ряда соскладчатых, позднекладчатых и посторогенных батолитовых интрузий. Как отмечает Е. Дон (1970), салаирский гранитоидный магматизм и в Монголии отличался разнообразием.

Таким образом, в салаиридах наблюдается полный магматический цикл развития, что свидетельствует о завершенности связанной с ним складчатости. Об этом говорит и степень консолидации салаирских складчатых сооружений, которые после внедрения указанных гранитондов ни разу в палеозое не подвергались геосинклинальной регенерации. Важным показателем завершенности геосинклинального этапа рассматриваемых салаирид являются орогенные структуры, возникшие в верхнем кембрии — ордовике (Красильников, 1966; Зайцев, 1964).

Некоторые исследователи, рассматривая салаирскую складчатость, не считают ее самостоятельной, исходя из якобы кратковременного развития салаирских геосинклиналей и отсутствия краевых прогибов. Последнее обстоятельство не может служить этой цели, поскольку и у поздних каледонид нет краевых прогибов. Кроме того, в Центральной Азии салаириды, как и поздние каледониды, повсеместно отделены от древней платформы рифеидами, а потому и не привели к образованию краевых прогибов, развивающихся в типичном их выражении лишь по границам с древними платформами. В данном же случае вместо краевых прогибов на рифеидах образовались упомянутые выше структуры резонансно-тектонического типа. Тезис о кратковременности развития салаирид, по отношению к периоду развития рифейских геосинклиналей, с нашей позиции свидетельствует, напротив, о их самостоятельности, поскольку все последующие геосинклинали фанерозоя имели соизмеримое с салаиридами время развития (порядка 150—300 млн. лет).

Таким образом, в Центральной Азии сосуществуют две самостоятельные складчатые системы — рифейская и салаирская. Каждой из них свойствен полный тектоно-магматический цикл с характерными признаками. Особо важна специфически проявленная магматическая деятельность, свидетельствующая о более тесных связях салаирских геосинклиналей с глубокими частями коры или об отсутствии достаточно развитого и консолидированного гранито-гнейсового слоя в их основании. Различие состава магматических проявлений, сопровождающих развитие и замыкание рассматриваемых геосинклиналей, подчеркивается различием их геохимической и металлогенической специализации (Смирнов

и др., 1967). Рифейды предопределили внешний контур салаирских геосинклиналей, а также специфику развития ее внутренних структур, на что обратил внимание Г. А. Кудрявцев (1963). Так, внутрисалаирское Танноульское геоантиклинальное поднятие находится на продолжении геоантиклинального поднятия Сангилены, а глубокие салаирские прогибы — на продолжении бывших глубоких прогибов рифейской геосинклинали.

Изложенное свидетельствует о предпочтительности выделения рифейд и салаирид при тектоническом районировании территории Центральной Азии взамен потерявшего четкость термина «байкалиды». При этом рифейская складчатость, имея планетарное площадное распространение, принадлежит к категории орогенических эпох. В Центральной Азии она достаточно подробно изучена, имеет широкое распространение и резко выражение, а потому может рассматриваться в качестве тектонотипа рифейд.

Литература

- Алтухов Е. Н. Сравнительная тектоника домезозойских структур Забайкалья и Прибайкалья.— В сб.: Металлогенические и геологические исследования, вып. 1. Изд-во ИМГРЭ, 1971.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. О месте структуры Сангилены в рифейской зоне юга Сибири.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., 1964, № 39, вып. 3.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Тектонические структуры южного обрамления Сибирской платформы.— В сб.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. вып. 4. Изд-во Забайкальского фил. Всес. геогр. о-ва СССР, Чита, 1968.
- Андреев Б. А., Амантов В. А., Баскакова Л. А. и др. История геологического развития Северо-Восточной Азии и Аляски.— Междунар. геол. конгр. XXXIII сес. Орогенические пояса. «Наука», 1968.
- Богацкий В. В., Мусатов Д. И., Хаин В. Е. Основные проблемы геотектоники Красноярского края — Вестник МГУ, № 6, 1962.
- Богданов А. А. Тектонические эпохи.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1969.
- Богданов А. А., Хаин В. Е. Ассинтская эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных.— В кн. Г. Штилле: Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. «Мир», М., 1968.
- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геол. и геофиз., 1968, № 8.
- Додин А. Л., Маньковский В. К. Новые данные по корреляции разрезов докембрия Прибайкалья и Присаянья.— Докл. АН СССР, 1971, т. 193, № 1.
- Дон Е. Кембрийская складчатость в Монголии. Салаириды или алтаиды? — Бюл. Польск. акад. наук. Сер. геол. и геогр. наук, 1970, т. 18, № 4.
- Зайка-Новаяцкий В. С., Чекунов А. В. Основные особенности сочленения Восточно-Европейской платформы с Галицийской складчатой областью байкалид.— Сов. геология, 1970, № 12.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Складчатые области Евразии, «Наука», 1964.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР).— Геотектоника, 1970, № 5.
- Запольнов А. К. Тектоника Большеземельской тундры. «Наука», Л., 1971.
- Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды Юго-Восточной Сибири. «Наука», 1970.
- Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. «Наука», 1966.
- Красильников Б. Н., Алтухов Е. Н., Волочкович К. Л., Смирнов А. Д. Домезозойские тектонические структуры южной части Урало-Монгольского складчатого пояса.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. «Наука», Новосибирск, 1971.
- Кудрявцев Г. А. Некоторые черты тектонического развития территории Тувы в позднем докембрии и нижнем палеозое.— В кн.: Тектоника Сибири, т. II, изд-во СО АН СССР, 1963.
- Кудрявцев Г. А. О складчатостях позднего докембрия и кембрия. Тезисы докл. конф. «Геология и полезные ископаемые зарубежных стран». Ротапринт НИИ За рубежомгеологии, М., 1969.
- Кузьмин А. М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау. Салаира и Кузнецкого бассейна.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком. 1928, т. 7, № 2.
- Мац В. Д. Докембрийские коры выветривания Сибирской и Русской платформ.— Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 3.

- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 10.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) западного и восточного Прибайкалья.— Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 8. Изд-во АН СССР, 1960.
- Постельников Е. С. Верхнерифейские орогенные образования на северо-востоке Енисейского кряжа.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Работнов В. Т., Нарожных Л. И., Комар В. А. К стратиграфии верхнего докембрия Присаянья.— Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 6.
- Радугин К. В. О кембрийской складчатости.— Междунар. геол. конгр., XXI сес. Пробл. 19. Каледонская орогения. Изд-во АН СССР, 1960.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. «Недра», 1967.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 68.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н., Наумов И. Б. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. «Наука», 1967.
- Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Изд-во АН СССР, 1963.
- Таскин А. П. Верхний докембрий Восточного Присаянья.— Автореф. канд. дис. Иркутск, 1971.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Изд-во Зап.-Сиб. геол. треста, Томск, 1936.
- Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса.— Вестник Моск. ун-та, сер. геол., 1970, № 2.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. «Недра», 1971.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Изд-во АН СССР, 1967.
- Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С. Байкальский комплекс Прибайкалья и его аналоги в Патомской зоне.— В сб.: Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 51, М., «Наука», 1969.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд. геол., 1932, т. 10, № 3—4.
- Шатский Н. С. О тектонике Арктики.— В кн.: Геология и полезные ископаемые севера СССР, т. 1, Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Шатский Н. С. Избранные труды, т. 1, Изд-во АН СССР, 1936.
- Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. «Мир», 1968.
- Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны.— Сб.: Гондвана. Междунар. геол. конгр. XXI сес. Докл. сов. геологов. Проблема 9. «Наука», 1964.
- Щеглов А. П. Основные типы разрезов кембрийских отложений Тувы и их тектоническая позиция.— В кн.: Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 84. Новосибирск, 1969.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

Статья поступила
25 октября 1971 г.

УДК 551.243.4

С. В. РУЖЕНЦЕВ, А. А. БЕЛОВ**К ПРОБЛЕМЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В ОБЛАСТЯХ
СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНОГО СТРОЕНИЯ**

Рассматривается методика реконструкции тектонической и палеогеографической обстановки, существовавшей в областях сложного складчато-покровного строения в период, предшествовавший эпохе деформаций.

Одной из основных проблем изучения складчатых областей является восстановление палеотектонической и палеогеографической обстановки, которая существовала в них в тот или иной период. Однако решение этого вопроса затруднено в первую очередь значительными горизонтальными перемещениями масс горных пород, доказанными во многих складчатых областях мира. По существу, если не придерживаться крайних фиксированных позиций, то всегда необходимо учитывать некоторое сокращение первоначальной ширины любого складчатого пояса. Такое сокращение будет наименьшим в зонах простых линейных складок и максимальным в зонах покровно-надвиговых структур. Шарьяжи, надвиги, сдвиги не только сокращают ширину определенных структурно-фациальных зон, но и существенно искажают их взаиморасположение. Поэтому для восстановления первоначальной картины необходимо «снять» эффект наложенных горизонтальных перемещений. Этой проблеме посвящено много работ в зарубежной и отечественной геологической литературе. Лучшей методика реконструкций палеотектонических структур разработана для сдвиговых нарушений. Несмотря на различные подходы к решению вопроса, большинство авторов базируется на сравнении геологической зональности в различных крыльях сдвига, совмещение которой позволяет не только восстановить первоначальное положение зон, но и определить амплитуду горизонтального смещения. Анализ присдвиговых деформаций, кроме того, иногда дает возможность установить направление смещения блоков.

Иначе обстоит дело с покровно-надвиговыми нарушениями. Любые их реконструкции относительноны вследствие значительного перекрытия автохтонных отложений. Кроме того, покровно-надвиговые дислокации обладают сложной структурой. Их образование сопровождается смятием пластин, течением горных пород, приводящим к формированию генетически разнотипных нарушений. В полной мере учесть все перемещения масс горных пород в этом случае невозможно.

Настоящая работа посвящена некоторым приемам палеотектонических и палеогеографических реконструкций в складчатых областях, характеризующихся покровным строением. По существу сразу же после открытия в Альпах М. Бертраном тектонических покровов геологи предприняли попытки реконструировать дошарьяжную структуру. Ганс Шардт (Schardt, 1893) впервые предположил, что мезозойские образования Предальп имеют более южное происхождение, нежели подстилающие их гельветские толщи. Он отметил также, что каждая из выделя-

емых здесь пластин обладает специфической фациальной характеристикой. Последующие работы полностью подтвердили это положение, а принцип «фациальной» принадлежности покровов был принят альпийскими геологами. Следует учитывать, однако, что фациальная характеристика покровов понимается не очень строго. Она включает и фациальное своеобразие каждого стратиграфического горизонта в собственном смысле слова, его мощность. Она учитывает также присутствие или выклинивание тех или иных слоев, наличие угловых несогласий, степень метаморфизма и первичные дислокации слоев. Другими словами, понятие «фациальности» включает весь комплекс признаков, позволяющий выделить покров из серии подобных ему элементов.

В настоящее время опубликовано множество как специальных, так и сводных работ, посвященных этой проблеме. Так, например, работами альпийских геологов доказано, что в Альпах отложения, слагающие каждый верхний покров, накапливались непосредственно к югу от одно-возрастных, образующих соседний нижний (рис. 1). Сопоставляя их, уда-

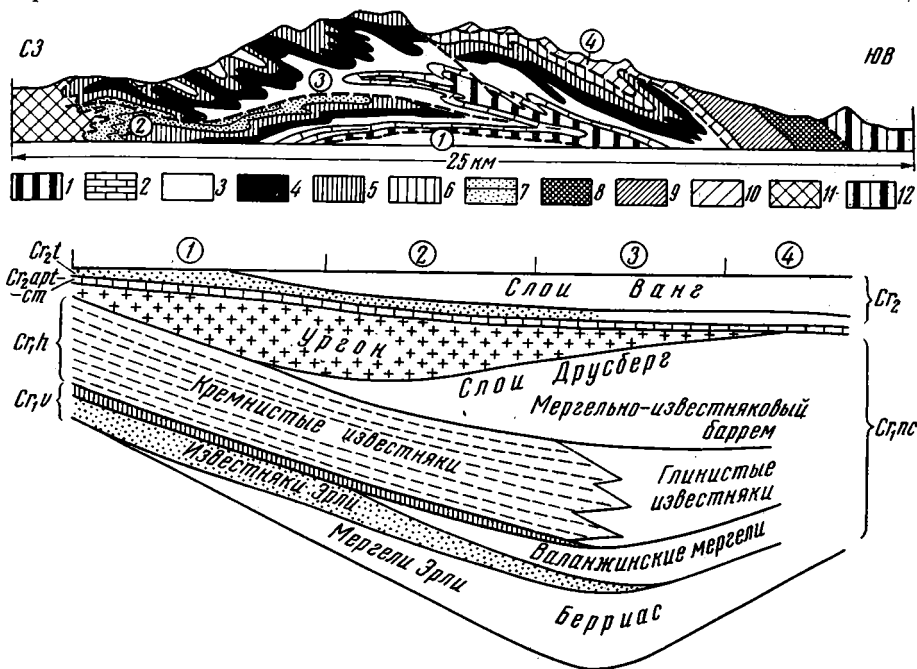


Рис. 1. Геологический профиль через массив Вильдхорн (по Lugeon, 1901—1902) и реконструкция последовательности фаций меловых отложений (по Жинью, 1952). 1—7—Гельветские покровы: 1—доггер, 2—мальм, 3—валанжин, 4—готерив, 5—баррем, нижний апт, 6—апт, альб и верхний мел, 7—эоценовый флиш, 8—11—ультрагельветские покровы: 8—триас, лейас; 9—доггер, 10—мальм—мел, 11—ультрагельветский флиш; 12—пеннинские покровы.

Цифры в кружках: 1—покров Меркль, 2—покров Дьяблере, 3—покров Вильдхорн, 4—Ультрагельветский покров

лось в первом приближении восстановить схему расположения седиментационных бассейнов и разделяющих их поднятий. Полученные материалы изображались в виде серии профилей, на которых последовательно снимались разновозрастные дислокации. Лишь для отдельных сравнительно небольших участков создавались схемы на площади. Схем реконструкций для Альп в целом насчитываются единицы (Kober, 1923; Tollmann, 1966; Трюмпи, 1965; Ситтер, 1960). Это объясняется трудностью и, по-видимому, непривычностью представления о смещении отдельных зон на десятки и сотни километров от их современного положения.

Вслед за Альпами подобные построения проводились почти для всех районов Средиземноморской части Альпийской области.

В начале 40-х годов в связи с обоснованием покровов в Аппалачах и Скалистых горах восстановление дошарьяжных структур осуществляется и в Америке. М. Кай (Kay, 1942, 1945) провел такие работы, создав схему реконструкции (палинспастическую карту) Аппалач. Методические принципы, положенные в основу составления этих карт, по существу мало чем отличались от таковых у альпийских геологов.

Первые подобного рода исследования в Советском Союзе были осуществлены Ч. Б. Борукаевым (1970) в юго-восточной части Новороссийского синклинория. Методика реконструкции определялась следующими основными постулатами: 1) строгость и неизменность в последовательности структурно-фациальных зон на этапе седиментации, 2) линейность этих зон при более или менее постоянной их ширине, 3) второстепенная роль гравитационного тектогенеза в образовании шарьяжей, 4) постоянство площади и объема пластов в процессе шарьирования. Последний пункт необходим, чтобы избежать распрямления складок, что увеличило бы, согласно Ч. Б. Борукаеву, первичную ширину бассейна на 20—40%. Дальнейшие построения просты. Все аллохтонные комплексы возвращаются в первоначальное положение с учетом направления и амплитуды горизонтального перемещения каждого из них. Зоны «корней» определяются по сетке региональных разломов, которые развиваются из конседиментационных разломов.

Рассматриваемый Ч. Б. Борукаевым пример сравнительно прост. Это определяется тем, что каждый из пяти выделяемых аллохтонных комплексов смешался как единое целое в одном направлении, т. е. возникший план не нарушался в процессе формирования покровно-складчатой структуры района. Однако обычно области, характеризующиеся покровным строением, отличаются большей сложностью. Шарьирование проявляется неоднократно, бывает различно направлено; возникающие покровы в генетическом отношении разнотипны. Все это запутывает картину, а восстановление палеоструктуры резко усложняется. В этом случае предлагаемая Ч. Б. Борукаевым методика требует введения ряда дополнений. Прежде всего необходимо уяснить, какие цели мы перед собой ставим. Хотя приемы реконструкции во всех случаях сходны, однако имеются отдельные тонкости в выборе методики для различных объектов исследования, при недостаточном учете которых возможно значительное искажение полученных результатов. Обычно, снимая эффект покровно-складчатых деформаций, геолог сталкивается с тремя задачами.

1. Восстановление палеоструктуры или палеогеографии района. Приемы реконструкции в обоих случаях сходны. Различие заключается в том, что, воссоздавая картину расположения по площади конседиментационных структур, исследователь должен учитывать искажение мощности слоев при послонном перераспределении вещества горных пород. Эта проблема требует специальных, очень тщательных петроструктурных исследований (Клоос, 1958). Однако в большинстве случаев такое перераспределение хотя и искажает истинные мощности слоев, однако не настолько, чтобы спутать относительно приподнятые и опущенные зоны.

2. Определение амплитуды сжатия геосинклинального пояса или отдельной его части в процессе складчатости.

3. Определение амплитуды шарьирования аллохтонных комплексов геосинклинального пояса или отдельных его частей в процессе складчатости. При всем кажущемся сходстве 2 и 3-й задач между ними существуют принципиальные отличия, так как только в очень редких случаях амплитуда сжатия равна амплитуде шарьирования.

Любые реконструкции, основанные на снятии наложенного эффекта покровных перемещений, начинаются с установления принципиальной схемы шарьяжного строения района. Устанавливается последователь-

ность пластин в разрезе. Тщательно изучается фациальная характеристика отложений каждой пластины. Затем выясняются особенности и направление пространственного изменения фаций слагающих пластину горизонтов. Это необходимо для воссоздания схемы относительного расположения разнофациальных покровов в разрезе. Непревзойденными исследованиями такого рода являются работы Арн. Гейма (Heim, 1916; Heim, Baumberger, 1933) по меловым отложениям покровов Центральной Швейцарии. Им было установлено, что меловые отложения нижних гельветских покровов относительно маломощны, мелководны и в фациальном отношении близки к таковым автохтона. Для верхних покровов характерны мощные, глубоководные осадки. Было установлено также, что в пределах каждого покрова наблюдается увеличение мощности с севера на юг, а фронтальные части каждого верхнего покрова в фациальном отношении близки тыловым соседнего нижнего. На этом основании была создана схема относительного первичного расположения разнофациальных комплексов на площади. Согласно этой схеме, верхние покровы образованы отложениями, первоначально располагавшимися на юге, нижние — на севере. Подобная закономерность в дальнейшем была неоднократно подтверждена (Восточные Альпы, Динариды, Кавказ и др.) и ее можно сформулировать так: при однонаправленном надвигании наиболее верхние системы покровов обычно являются первоначально наиболее удаленными от фронтального автохтона. На эту закономерность обратил внимание еще М. Люжон (Lugeon, 1901), однако она справедлива далеко не во всех случаях и ей, как правильно отмечал недавно И. И. Белостоцкий (1970), нельзя придавать значение неограниченного закона. В то же время до сих пор не выяснено, в каких случаях эта закономерность проявляется, а в каких нет.

Таким образом, на основе изучения изменчивости фаций и мощностей отложений в пределах каждого тектонического покрова устанавливается общий характер изменчивости разреза. Это легче сделать в случае: 1) линейной зональности и 2) выдержанного поперечного изменения фаций. Однако часто эти условия нарушаются. Границей между различными фациальными зонами могут служить разломы. В этом случае наблюдаются очень резкие изменения фаций и мощностей одних и тех же горизонтов. Дело осложняется тем, что обычно такие разломы в эпоху складчатости превращаются в надвиги. Совмещенные в различных покровах отложения могут настолько отличаться, что возникает предположение об их значительно разобщенном первоначальном положении, в то время как на самом деле они накапливались в смежных зонах. В этом случае необходимо не только выяснить общую тенденцию изменения особенностей разреза отложений от одного покрова к другому, но и тщательно изучить фронтальную часть покрова, в пределах которой происходит скачок в изменении фаций и мощностей отложений. В некоторых случаях здесь удается установить приразломный характер отложений (обвальные, линейно-вытянутые брекчии). Такие реконструкции осуществлены Р. Трюмпи (Trümpy, 1949) и К. Шиндлером (Schindler, 1959), показавшими скачкообразный переход от мелководных, часто прибрежных отложений мезозоя нижних гельветских покровов к глубоководным — верхним на территории Гларнских Альп. Однако вследствие эрозии фронта пластин приразломные брекчии обычно редко сохраняются. В этих условиях необходимо попытаться проследить покровы по простиранию. Часто (Гельветские Альпы, Центральный Памир, Аппалачи) покровы-пластины по простиранию переходят в покровные лежащие складки. В этом случае легче увидеть все фациальные переходы вследствие большей непрерывности изучаемого горизонта.

Схема относительного расположения «разнофациальных покровов» дает, таким образом, возможность создать схему относительного залегания фациальных комплексов на площади. Однако на первом этапе иссле-

дований мы не можем дать еще твердой пространственной привязки этих комплексов. Другими словами, мы не можем дать схему абсолютного их расположения. Условность получаемых палеогеографических (палеотектонических) схем заключается также и в том, что развертывая пакет пластин, мы вынуждены принимать их видимую ширину за истинную. У нас нет возможности учесть размеры эрозионного размыва фронта покрова, так что ширина реконструированных структурно-фациальных зон будет заведомо меньше истинной. В этих случаях необходимо тщательно изучать региональную сетку разломов, иногда сохраняющуюся в автохтоне, подстилающем шарьированную оболочку. Относительно часто к таким разломам бывают приурочены тектонические клинья отложений, в возрастном и фациальном отношении аналогичных породам определенных покровов. Отмеченные разломы можно рассматривать как реперы, маркирующие первичное положение определенных фациальных комплексов, т. е. намечающих их корневые зоны. Дело упрощается, когда покровы непосредственно связаны с такими разломами. В покровно-складчатой структуре они представляют собой крупные надвиги или взбросы. Однако считается, что первоначально это были конседиментационные разломы. Необходимо помнить, что современная ширина корневых зон не соответствует их первоначальной ширине. Вследствие сжатия, которое они испытывают, первая всегда меньше второй.

Восстановление палеогеографии или палеоструктуры района сводится затем к последовательному возвращению каждой аллохтонной массы

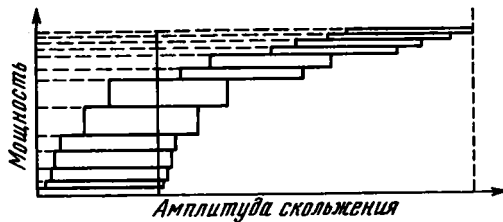


Рис. 2. Схема дифференциального скольжения пластин надвигающейся массы горных пород: неравномерное увеличение амплитуды скольжения от нижних горизонтов к верхним (по Sander, 1948)

в корневую зону. Делается это следующим образом. Выбирается условный считающийся неподвижным репер. Обычно это автохтон (преимущественно внешние автохтонные массивы). Нижняя пластина снимается с него и возвращается в корневую зону, намеченную разломами. В принципе может быть, что 1) ширина аллохтонной пластины (даже без учета внутренней деформации слоев) больше ширины корневой зоны

и 2) меньше ее. Это значит, что в первом случае размеры размыва пластины меньше величины сжатия основания в корневой зоне, во втором — наоборот. В обоих случаях за «истинную» принимается наибольшая величина. Иными словами, в случае, когда ширина аллохтона больше ширины его корневой зоны, считается, что «истинная ширина» данной зоны на реконструируемой палеогеографической или палеотектонической схемах равна ширине аллохтона. Поэтому разломы, ограничивающие корневую зону, должны быть раздвинуты на расстояние, равное разнице между шириной аллохтона и корневой зоны. Возвращение следующей кверху пластины необходимо вести уже от этого нового положения разлома, ограничивающего корневую зону нижнего покрова. В случае, если корневая зона шире современного аллохтона, ее ширина принимается за «истинную», а положение ограничивающих разломов считается «первичным».

Все сказанное относится к покровам, имеющим монолитное строение, образовавшимся либо одноактно, либо вследствие нескольких подвижек, когда сохранялось общее направление движения. В действительности часто наблюдается еще более сложная картина. Например, иногда аллохтонная масса расслаивается на серию обособленных пластин, скользящих в направлении общего надвигания с различной скоростью или длиной (рис. 2). Если она состоит из мощных компетентных пластов,

разделенных пластичными прослоями, в процессе деформации она может распасться на серию сорванных пластин. Последние будут смещаться независимо, что затруднит создание схем реконструкции. Реконструкция палеогеографии и палеоструктуры района сводится в этом случае к следующим задачам, в основе которых лежит проблема снятия эффекта дифференцированного смещения различных толщ аллохтона, нарушающих первичные связи стратиграфических горизонтов в разрезе. Вначале реконструкция проводится по отдельности для пластин, соответствующих разным структурным уровням. Для каждой из выделенных пластин создается отдельная схема. Это необходимо в связи с тем, что сорванная пластина редко остается недеформированной. В процессе смещения возникают сложночешуйчатые зоны, иногда частные покровы или дисгармоничные покровные складки. Необходимо снять эффект наложенных дислокаций. В целом методика реконструкций здесь аналогична рассмотренной ранее.

Вторая, и пожалуй, наиболее сложная задача заключается в совмещении всех этих схем. В основе отработки такой сводной схемы лежит проблема установления первичных соотношений структурно-фациальных комплексов в разрезе и по площади. Следует выяснить, какой фациальной зоне нижней пластины соответствует та или иная зона сорванной с нее верхней. Задача неразрешима, если срыв произошел повсеместно на строго определенном уровне. В этом случае трудно учесть размеры смещения, а сопоставление серии схем становится неопределенным. Однако в реальных условиях проблема не выглядит столь безнадежной главным образом потому, что срывы обычно переходят с одного уровня на другой. Так, например, в одном месте срыв отсекает перекрывающую толщу от подстилающей, нарушая их первичные взаимоотношения. Вкрест или по простиранию, однако, он может перейти на более низкий стратиграфический горизонт (структурный уровень) (рис. 3). Взаимоотношения между двумя рассматриваемыми толщами здесь будут стратиграфическими. В последнем случае мы получаем объект, изучение которого позволяет выявить первичные соотношения фациальной зональности этих толщ. Простая экстраполяция таких соотношений в район, где изучаемые горизонты отделены разрывом, позволяет снять эффект срыва. Однако такое решение вопроса всегда несет элемент условности, так как надо быть уверенным в строгом совпадении зональности толщ на всей территории изучаемого района. Эта проблема требует тщательных полевых исследований. Желательно, чтобы первичное соотношение зональности разных горизонтов было подтверждено в нескольких разобщенных местах. Задача упрощается при четко линейной зональности сравниваемых зон. Наоборот, однообразие отложений или резкие изменения простираний фациальных зон создают элемент неопределенности при совмещении.

Иногда некоторые черты фундамента (простирание, характерные изгибы структур и т. д.) как бы отпечатываются в сорванной оболочке. Примером могут служить так называемые Вейерские дуги, повторяющиеся в Северных Известняковых Альпах и южнее, в их цоколе (Штирийско-Каринтийская часть Центральных Альп).

Указанием на предшествующие связи соскользнувшей оболочки и автохтона может служить параллельное расположение однотипной металлогенической зональности, которая получает более полное вертикальное выражение при обратном совмещении зон, прежде располагавшихся друг над другом и над общим металлоносным очагом.

Примером района, характеризующегося сложным покровным строением, являются Восточные (Австрийские) Альпы. Здесь установлены (Cornelius, 1940; Clar, 1964; Tollman, 1965) три системы покровов (с севера на юг): гельветская, пеннинская и наиболее широко развитая восточноальпийская. Последняя состоит из двух серий пластин: нижней и верхней. Автохтонные образования вскрыты по периферии Восточных

Альп, а также в тектоническом окне Тауэрн. Реконструкция дошарьяжной структуры производилась обычным образом. За неподвижный репер принимались Южные Альпы, отделенные от восточных зоной крутых разломов. К северу от этих разломов располагалась Восточно-Альпийская, далее следовала Пеннинская и, наконец, Гельветская зоны (см. рис. 2, Белов, 1971). Однако дело осложнялось тем, что верхняя восточноаль-

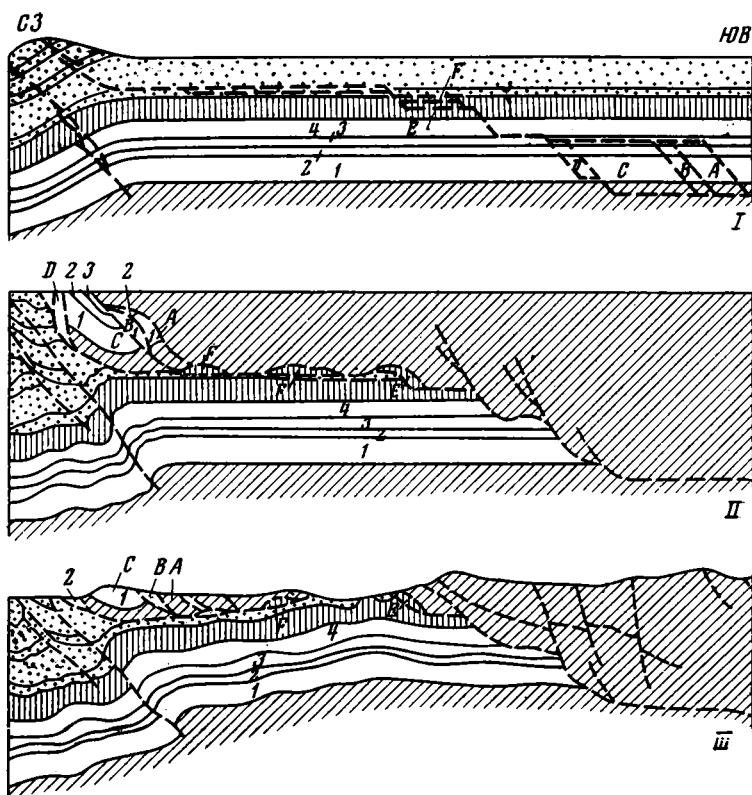


Рис. 3. Геологические разрезы, иллюстрирующие развитие структуры района Больших Дымных гор, Теннесси—Северная Каролина (King, 1964): I — заложение системы срыв — скол и обособление пластин на разных уровнях; II — надвиг покрова Грейт-Смоуки; III — современная структура.

Условные обозначения: косой штриховкой обозначены докембрийские породы. Цифры на разрезах: 1 — группа Чилхови (St_1); 2 — формация Шейди (St_1); 3 — формация Ром (St_1); 4 — группа Конасуга (St_2); вертикальная штриховка — формация Нокс ($St-O$); точки — отложения ордовика. А, В, С, D — чешуи, возникшие при обособлении покрова Грейт-Смоуки

пийская масса в процессе смещения расслоилась на три обособленные пластины: 1) докембрийский цоколь, 2) граувакковую (O—C) и 3) карбонатную (P—J) толщи.

Кристаллическое основание также расслаивалось (Metz, 1966), при этом верхние горизонты (Вельцерский Тауэрн) максимально смещались к северу, удаляясь от корневой зоны (Гурктальские Альпы, Кор-Альпы). Покровы Северных Известняковых Альп и Граувакковой зоны продвинулись дальше к северу по сравнению с цоколем, почти полностью перекрыв Пеннинский трог. Позднее (в миоцене) триасово-юрская толща Северных Известняковых Альп сместилась еще севернее. Это было связано с гравитационным их соскальзыванием, обусловленным ростом поднятия Тауэрн.

При восстановлении первоначального положения пластин австрийские геологи применили методiku создания отдельными структурно-фациаль-

ных схем с последующим их совмещением. При этом учитывались как наблюдавшиеся местами структурные связи, так и несоответствия между покровными системами. Для возвращения, например, покровов Северных Известняковых Альп в начальную позицию кроме разворота имеющих здесь частных покровов (Дахштейн, Хальштаттский и др.) и создания на их основе фациальной схемы мезозоя (Spängler, 1959; Ganss, 1951; Fischer, 1964) потребовалось решить ряд вопросов и в первую очередь проблему совмещения осадочного чехла с кристаллическим основанием. Было установлено, что местами триасовые отложения Северных Известняковых Альп связаны стратиграфическим контактом с палеозойскими толщами Северной граувакковой зоны. Было установлено также, что к югу (Центральные Альпы) мезозойские отложения залегают трансгрессивно непосредственно на кристаллических породах (Радштадский Тауэрн, серия Раннах, Штангальский мезозой). Отмечалось, кроме того, что палеозойские отложения Северной граувакковой зоны очень сходны с одновозрастными отложениями юга Центральных Альп (Гурктальские Альпы, Грац). На этом основании палеозойские и первоначально связанные с ними мезозойские серии Северных Известняковых Альп в процессе реконструкции перемещались обратно через Центральные Альпы к югу; считается, что здесь непосредственно к северу от Южных Альп располагалась корневая область отложений, слагающих сейчас наиболее северные цепи Восточных Альп.

После совмещения сорванных пластин со своим основанием реконструкция проводится способом, отмеченным выше. Необходимо учитывать также эффект наложенных движений. Уже говорилось, что, при-

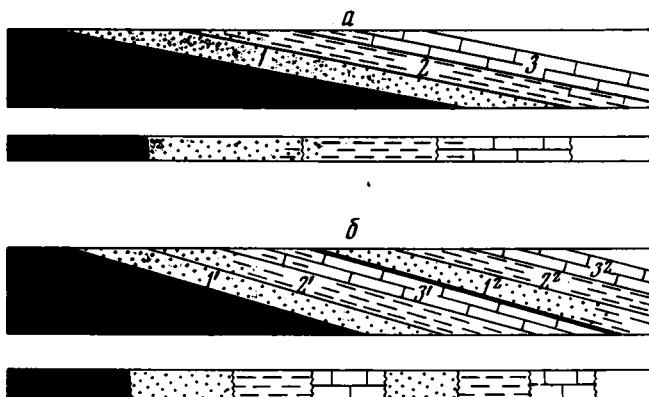


Рис. 4. Схема сдвигания покровной системы. 1, 2, 3 — покровные пластины. Внизу размещение фаций развернутого пакета пластин: а — правильное, б — неправильное

ступая к анализу покровной структуры района, геолог должен установить направление относительного перемещения шарьяжей. Путем изучения региональной сетки надвигов, сравнения фаций шарьяруемых отложений с одновозрастными породами корневых зон и автохтона можно выяснить, происходило ли надвигание масс из осевых частей складчатой системы к периферии, или наоборот. Говорилось также, что если такое движение не нарушает определенной последовательности пластин в разрезе, восстановление дошарьяжной картины не представляет особого труда. Однако дело усложняется, когда происходит перемешивание покровов. Допустим, что возникла система покровов с определенной последовательностью пластин, в каждой из которых наблюдается изменение фаций. Условно обозначим эти пластины цифрами 1, 2 и 3 (рис. 4, а). Установлено, что направление надвигания покровов происходило с востока на

запад. Совмещая тыл пластины 1 с фронтом 2, и далее таким же образом тыл 2 с фронтом 3, мы получим дошарьяжный фациальный профиль бассейна. При дополнительном шарьировании с образованием сдвоенного пакета, состоящего из двух серий пластин: нижней 1^1-3^1 и верхней 1^2-3^2 , простое разворачивание даст неверную картину размещения фаций (рис. 4, б).

Подобного рода структуры очень широко развиты во многих складчатых областях, а их реконструкция сопряжена с большими трудностями. Дело упрощается, если наблюдаем в разрезе четкую неоднократную повторяемость пластин. Тогда с большей долей уверенности можно говорить о сдвоенности первоначального пакета. При полевых исследованиях необходимо проследивать покровы по простиранию, пытаюсь найти места, где наложенный эффект сдваивания отсутствует. Важно обращать внимание на отложения, трансгрессивно перекрывающие пластины. Они позволяют обособить серии пластин в разрезе и разделить их образование во времени. Рассмотрим следующий случай. В южной части Сакмарской зоны Урала наблюдаются три серии пластин (см. карту рис. 1, из статьи Руженцева, 1971). Нижняя начинается серпентинитовым меланжем, выше (контакт тектонический) следуют эффузивно-кремнистая (S_{1-2}), эффузивно-терригенная (D_{1-2}) и кремнистая (S_{1-2}) толщи. Средняя образована (снизу — вверх) эффузивно-осадочной ($O_1 t$), туфогенной (S_{1-2}), верхняя — эффузивно-кремнистой (S_{1-2}), эффузивно-терригенной (D_{1-2}) и кремнистой (S_{1-2}) толщами. Пластины нижней и средней серий трансгрессивно перекрыты конгломератами и лавами (D_2). Верхние пластины залегают на них. Очевидно, что обособление верхних пластин произошло позже, чем покровов нижних серий. Полная аналогия нижней и верхней серий показывает, что они обособились в результате сдваивания когда-то единого пакета покровов. Реконструкция в этом случае проводится в два этапа. Сначала снимается эффект поздних движений. Восстанавливается первичный пакет пластин (совмещение нижней и верхней серий). Затем снимается эффект ранних движений. Фациальный профиль силура получает следующее выражение: эффузивно-кремнистые, кремнистые и туфогенные фации, а не эффузивно-кремнистые, кремнистые, туфогенные и эффузивно-кремнистые, кремнистые, как можно было бы предположить при простом разворачивании пакета пластин.

Одной из главных задач палеогеографических и палеотектонических реконструкций является установление места, от которого необходимо вести разворачивание системы пластин, т. е. выяснение направления шарьирования. Эта проблема теснейшим образом связана с вопросом генетической типизации покровов. Авторы считают, что необходимо выделить следующие типы покровов: 1) гравитационные, 2) покровы сжатия и 3) смешанные (комбинация первых двух).

Гравитационные покровы являются поверхностными. Основная их черта — абсолютное смещение аллохтона при относительной стабильности автохтона. Главным морфологическим типом являются ныряющие складки продольного изгиба, формирующиеся вдоль фронта покрова. В корневых частях образуются зоны растяжения, т. е. сжатие и растяжение компенсируются внутри складчатой системы.

Покровы сжатия — главный тип шарьяжных структур. В основе их образования лежит процесс расслоения коры на обособленные структурные горизонты, деформирующиеся дисгармонично. Анализ структуры автохтона и корней показывает, что на глубинных уровнях происходит интенсивное сокращение первоначальной ширины геосинклинальных систем, сопровождающееся сдавливанием автохтона и выжиманием поверхностных масс. Основным морфологическим типом являются дислоцированные пластины. Сжатие охватывает всю складчатую систему; оно компенсируется растяжением вне ее пределов.

Покровы смешанного типа возникают при наложении гравитационного эффекта на сформировавшиеся выжатые пластины.

В первом случае реконструкция ведется путем возвращения аллохтона в корневую зону (рис. 5) одним из отмеченных способов. В идеальном виде развернутый каскад складок и пластин покрывает область «тектонической денудации» (корневая область). Последняя в структурном отношении представляет собой раздвиг, где обнажаются древние толщи ав-

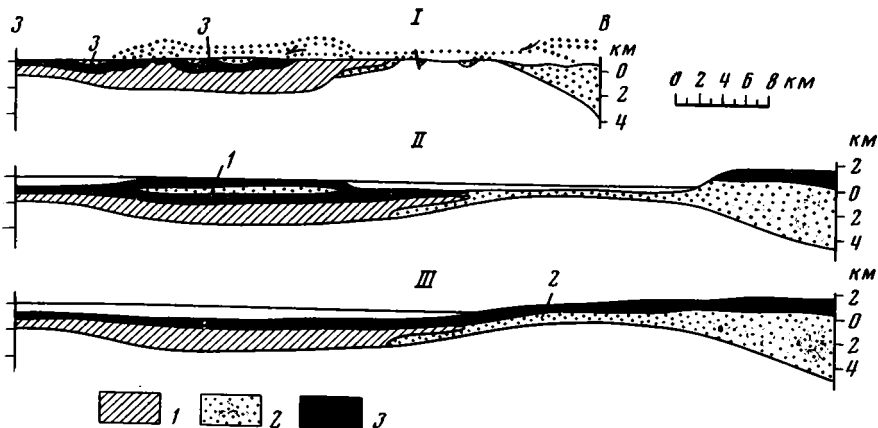


Рис. 5. Профили, реставрирующие среднеордовикскую структуру севера Таконского района (Cady, 1968). I — Структура последевонской акадийской складчатости (40% горизонтального сокращения); II — после таконского гравитационного соскальзывания и перед отложением верхнего ордовика; III — общее поднятие после геосинклинального погружения. Цифры на профиле: 1 — таконский аллохтон; 2 — родина таконских пород; 3 — таконские клиппы.

Условные обозначения: 1 — миогеосинклинальная зона и чехол кратона, кембрий — ордовик; 2 — эвгеосинклинальная зона, кембрий — ордовик; 3 — глинистые породы

тохтона. Однако в большинстве случаев ширина корневой зоны меньше ширины аллохтона. Дело в том, что сам автохтон часто испытывает боковое сжатие, размеры которого учесть невозможно. Поэтому за «истинную» ширину корневой зоны растяжения принимается ширина аллохтона.

Рассмотрим пример Северных Аппалачей. С запада на восток здесь выделяются следующие тектонические зоны: 1) полоса чешуй бассейна оз. Шамплен, соответствующая внутренней части миогеосинклинали и образованная преимущественно карбонатными отложениями нижнего — среднего палеозоя, 2) антиклинорий Зеленых гор, ядро которого сложено гнейсами и амфиболитами докембрия, а крылья — сланцами и эффузивами палеозоя, 3) сложная система структур эвгеосинклинали. По границе зон 1 и 2 в виде изолированного пятна залегает покровная масса «Таконского клиппа» (Роджерс, 1968). Это серия лежащих складок, расчлененных пологими надвигами и образованных аспидными сланцами (Ст₁—О₂). Покровные соотношения подчеркиваются тем, что терригенные толщи аллохтона залегают на одновозрастных карбонатных — автохтона. Палеогеографические реконструкции (Zen, 1967; Cady, 1968) показали, что таконские сланцы накапливались на территории докембрийского поля Зеленых гор, являясь в фациальном отношении переходными между мио- и эвгеосинклинальными отложениями. Согласно У. Кэди (Cady, 1968), на стыке мио- и эвгеосинклинали в нижнем палеозое располагалось поднятие. Именно здесь в среднем ордовике произошло отслоение кембро-ордовикской сланцевой толщи от докембрийского цоколя и соскальзывание ее к западу под действием гравитационных сил. Видимая амплитуда шарьирования равна 30—40 км. Если же развернуть каскад лежащих складок, ширина аллохтона будет больше этой величи-

ны. Ширина докембрийской полосы Зеленых гор равна 30—40 км, т. е. меньше, чем ширина аллохтона. Это несоответствие связывается с появлением в пределах докембрийского цоколя зон рассланцевания, расплющивания отдельных надвигов (Balk, 1953; Zen, 1967). Таким образом, восстанавливая дошарьяжную структуру, мы должны вернуть таконские массы в пределы Зеленых гор, развернув систему складок и пластин. Одновременно мы должны увеличить современную ширину корневой зоны до размеров, чтобы в ней мог поместиться аллохтон.

В случае выжатых покровов реконструкция ведется от корневой зоны (см. рис. 2, Белов, 1971). Анализ структуры последней показывает, что именно здесь боковое сжатие было максимальным. В морфологическом отношении корни представляют собой узкие раздавленные крутые клинья (Альпы, Гималаи, Бетские Кордильеры, Южные Аппалачи). Они рассматриваются как неподвижные реперы, а восстановление дошарьяжной картины проводится путем последовательного выдвигания каждого нижнего покрова из-под соседнего верхнего в сторону от корневой зоны и по направлению к фронту. Естественно, что при реконструкции последний окажется наиболее смещенным от своего современного положения.

Рассмотрим пример Бетских Кордильер. Здесь выделяются два основных структурных элемента. Северный представляет собой две системы покровов: нижняя — Предбетская, образованная континентально-прибрежными отложениями (Т — Pg), и верхняя — Суббетская, сложенная морскими осадками (Т — Pg). Южный состоит из четырех серий покровов (Egeler, Simon, 1969). Снизу вверх выделяются: 1) невадо-филабриды (метаморфические досилурийские толщи, Т), 2) Белабона-Кюшерон (Р—Т, J?), альпухарриды (Pz₁, D—С, Р—Т) и 4) малагиды (S—P,

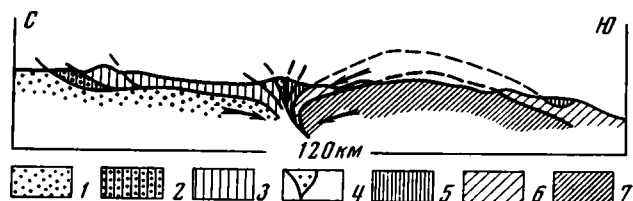


Рис. 6. Схема образования шарьяжной структуры Бетских Кордильер (Durand-Delga, 1966).

1 — Предбетская зона; 2 — переходный комплекс; 3 — суббетская зона; 4 — флишевый комплекс; 5 — малагиды; 6 — альпухарриды; 7 — невадо-филабриды

Т — Сг, Pg). Специфика альпийской структуры Бетских Кордильер заключается в почти исключительном развитии здесь покровов-пластин. В региональном плане это дивергентная система, состоящая из двух крыльев: северного и южного (Durand-Delga, 1966). Они разделены узкой полосой крутых клиньев, в пределах которых породы интенсивно раздавлены (McGillavry et al., 1964). Фациальная близость суббетских и малагских серий, а также наличие между ними переходных отложений (Reuge, 1960—1962) позволили предположить, что отложения этого типа накапливались в смежных бассейнах. Таким образом, установлено, что наиболее верхние покровные массы (суббетская и малагская), соседствующие сейчас, первоначально также располагались рядом. На этом основании формирование шарьяжной структуры Бетских Кордильер объясняется следующим образом (рис. 6): происходило пододвигание предбетских толщ с севера, а альпухаррских и невадо-филабрских с юга соответственно под суббетские и малагские покровы (Durand-Delga, 1964; McGillavry, 1964; Raquet, 1969). Разворачивая систему покровов от полосы крутых разломов, разделяющих Суббетскую и Малагскую зоны и

считающихся неподвижным репером, мы получаем следующую последовательность структурно-фациальных зон (с севера на юг): Предбетская, Суббетская, Малагская, Альпхарская, Белабона-Кюшерон, Невадо-Филлабрийская.

Реконструкции в районах, характеризующихся развитием покровов смешанного типа, проводятся в два приема. Сначала снимается эффект гравитационного смещения. Затем восстановление дошарьяжной структуры проводится отмеченным выше способом. Именно на этом основаны палеогеографические и палеотектонические реконструкции Альп.

Интересную в методическом отношении реконструкцию домеловых структур в Северной Италии осуществил недавно Х. Лаубшер. Принимая гипотезу тектоники плит, он исходил из представления об одновременном сложном взаимном движении нескольких плит с образованием надвигов, поддвигов и сдвигов. Методика реконструкции, примененная им, хотя и усложненная, но принципиально аналогичная описанной выше.

Кратко остановимся теперь на подсчете амплитуд шарьирования и регионального сжатия складчатых областей. В принципе, по-видимому, будет правильно сказать, что амплитуда регионального сжатия равна размерам шарьирования. Однако в реальных условиях такое тождество практически никогда не наблюдается. При этом необходимо различать два случая. Первый относительно прост. Аллохтон смещается либо в виде единой пластины, либо расчленяется серией секущих надвигов, смыкающихся внизу с базальной плоскостью основного сместителя, на серию однотипно построенных чешуй. Если пластина не дислоцирована, то амплитуда шарьирования, принимаемая как максимально видимая, равна амплитуде сжатия. Если же аллохтон смят¹, то размеры сжатия равны амплитуде шарьирования плюс величина сокращения первоначальной ширины аллохтона, т. е. размеры сжатия всегда несколько выше амплитуды шарьирования.

Второй случай более сложен. Аллохтон расслаивается на серию независимо смещающихся, сорванных пластин (рис. 7). Поэтому встает вопрос, по какой из них необходимо подсчитать амплитуду шарьирования. В первую очередь нужно выделить автохтон. За последний принимается наиболее глубокий, доступный изучению, структурный элемент. Считается, что величина его сжатия отражает истинную величину сжатия некоторого района. При определении амплитуды шарьирования

в этом случае необходимо различать две задачи: а) определение амплитуды шарьирования, отражающей сжатие в автохтоне, и б) определение суммарной амплитуды шарьирования, включающей амплитуду сжатия плюс шарьирование, связанное с наложенными явлениями (например, гравитационным покровообразованием). За величину сжатия принимается амплитуда шарьирования нижней пластины аллохтона (мелкие чешуи паравтохтона здесь не учитываются). Однако по простиранию амплитуда шарьирования может существенно меняться. Поэтому необходимо проследить изменение пространственного положения

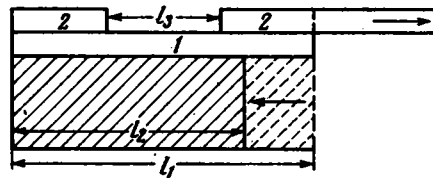


Рис. 7. Схема подсчета амплитуды сжатия и шарьирования. l_1 — первоначальная ширина; l_2 — ширина после сжатия; $l_1 - l_2$ — величина сжатия автохтона-величина шарьирования нижней пластины (1); l_3 — амплитуда гравитационного шарьирования верхней пластины (2); $l_3 + (l_1 - l_2)$ — суммарная амплитуда шарьирования верхней пластины.

Примечание. Величина возможного утолщения смещаемой массы на рисунке не учтена

¹ Дошарьяжные дислокации здесь не учитываются.

определенных фазисальных зон автохтона и аллохтона, а также внимательно изучить изменение морфологии их структуры.

Рассмотрим такой пример. В пределах Юго-Восточного Памира предполагалось северо-западное оканчание палеозойско-мезозойского прогиба. В соответствии с его конфигурацией наблюдается обращенный к северо-западу изгиб структурно-фациальных зон. От центра к периферии выделяются такие зоны: 1) для пермо-триаса — Центральная, Промежуточная, Крайняя, 2) для юры — Истыкская (разрезы Куртекинського и Кокбелесского типов), Истыкская (разрезы Куристыкского и Карабелесского типов), Мынхаджиро-Гурумдинская. Центральная зона пространственно соответствует внутренней части, Промежуточная — внешней части Истыкской, Крайняя — Мынхаджиро-Гурумдинской.

Альпийская структура района — система сложноподвиговых поясов и разделявших их участков простых складок (Руженцев, 1968). В восточной части района дислокации имеют северную, в западной — юго-западную vergentность. В центральной части наблюдаются брахиформные нарушения, причем пермо-триасовые и юрские слои смяты конформно. На периферии Центральной (внутренняя часть Истыкской) зоны развита система надвигов: на востоке это Ханюлинский — Истыкский, на северо-западе — Бозтеринский, на юго-западе — Гурумдинский. Отложения Центральной зоны рассматриваются как относительный аллохтон, Промежуточной — как относительный автохтон. Морфология структуры лежащего крыла (автохтон) меняется. На востоке распространена обширная полоса крупных, морфологически простых складок пермо-триаса. Последние несогласно перекрыты отложениями юры. Это Промежуточная (внешняя часть Истыкской) зона. По направлению к западу морфология складок иная: появляются изоклиналильные крутые нарушения. При ширине в несколько сотен метров (иногда 100—200 м) их видимая амплитуда достигает нескольких километров. Юрские отложения повсеместно сорваны, образуя систему пластин. По направлению к юго-западу напряженность структур пермо-триаса нарастает: появляются многочисленные тектонические клинья. Одновременно сокращается ширина Промежуточной зоны и увеличивается амплитуда тектонических пластин юрских отложений, которые местами перекрывают Промежуточную зону, появляясь в виде останцов в пределах Крайней (Мынхаджиро-Гурумдинской) зоны.

Таким образом, намечается взаимосвязь морфологии нарушений нижнего структурного горизонта, его современной ширины и амплитуды шарьирования в отложениях юры. На востоке района, где развиты простые складки пермо-триаса, ширина промежуточной зоны достигает 50 км, а амплитуда Ханюлинского (Истыкского) надвига равна первым километрам. На северо-западе распространены сжатые складки, ширина промежуточной зоны уменьшается до 20—26 км, одновременно увеличивается амплитуда Бозтеринского надвига. На юго-западе Промежуточная зона выклинивается, появляется Гурумдинский покров. Его видимая амплитуда равна 15—18 км. Учитывая перекрытие Промежуточной зоны, можно предположить, что она достигает 50 км.

На рис. 8 показана реконструкция первоначального положения структурно-фациальных зон палеозойско-мезозойского прогиба Юго-Восточного Памира. Авторы при этом исходят из представления о механизме встречного пододвигания периферических зон мегасинклинория под центральные (Руженцев, 1968). Центральная зона условно считается относительно фиксированной. Еще одним допущением является предположение о приблизительном постоянстве ширины структурно-фациальных зон.

Суммарная амплитуда шарьирования может включать кроме амплитуды сжатия изолированное смещение какой-то сорванной массы. Примером могут служить рассматривавшиеся выше Австрийские Альпы.

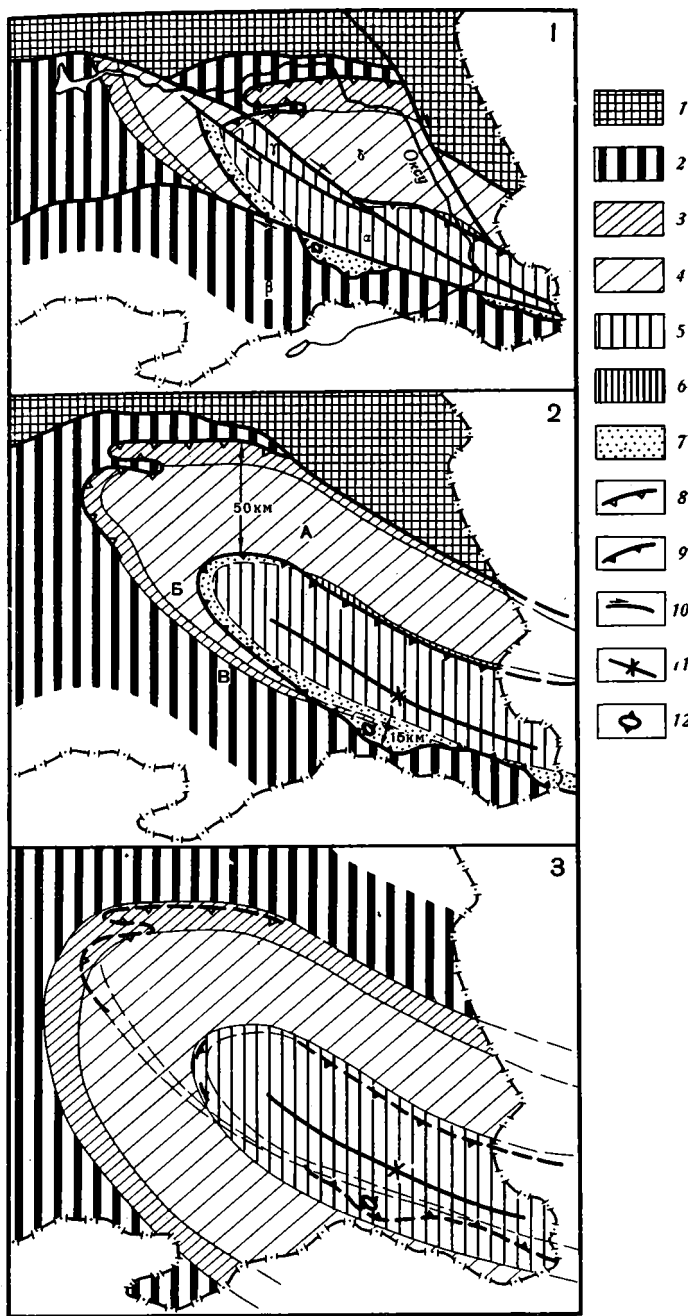


Рис. 8. Схема реконструкции дошарьяжной структуры верхнепалеозойско-мезозойского прогиба Юго-Восточного Памира.

1 — Центральный Памир, 2—7 — Юго-Восточный Памир: 2 — Окраинная зона (P—T), Мынхаджиро-Гурумдинская зона (J), 3 — Промежуточная зона (Джамамтальская подзона — P—T), Истыкская зона (Карабелеская подзона — J); 4 — Промежуточная зона (Акбуринская подзона — P—T); Истыкская зона, Карабелеская и Куристыкская подзоны — J); 5—7 — Центральная зона (P—T), Истыкская зона (Куртекинская и Кокбелеская подзоны — J); 5 — отложения P—T и J, находящиеся в совместном залежании; 6 — отложения P—T, вскрытые во фронтальных чешуях из-под отложений J, 7 — отложения J, образующие изолированную пластину, надвинутую на другие зоны, 8—9 — Раннеальпийские разрывы: 8 — Мургабский надвиг; 9 — Гурумдинско-Истыкский надвиг; 10 — позднеальпийские сдвиги и надвиги; 11 — ось прогиба; 12 — тектоническое окно.

Обозначения на схеме: 1 — позднеальпийская структура; 2 — раннеальпийская структура; 3 — доскладчатая структура (пунктиром показаны раннеальпийские надвиги), α — β — Позднеальпийские блоки: α — блок, условно считаемый, стабильным; β — блок, при возобновлении раннеальпийской структуры, смещаемый к юго-востоку, γ — σ — блоки, смещаемые к северо-западу. А—В — Участки раннеальпийской структуры; А — с простыми широкими складками; Б — с изоклиналными сжатыми складками; А — с тектоническими клиньями

Образование австро-альпийских шарьяжей связано с надвиганием к северу докембрийского цоколя палеозойских граувакковых толщ и триасово-юрских карбонатных серий на мезозойские сланцы Тауэрна и Энгадина. Амплитуда такого надвигания, в целом отражающего сжатие в автохтоне, равна 80—90 км. Впоследствии мезозойские отложения Северных Известняковых Альп были продвинуты, по-видимому, в связи с гравиационным оползанием еще на 40—50 км к северу на третичные флишевые отложения (см. рис. 2, Белов, 1971). Таким образом, суммарная амплитуда шарьирования верхних восточноальпийских масс равна 120—140 км. Суммарная величина шарьирования в этом случае всегда несколько больше размеров горизонтального сжатия, имевшего место в автохтоне.

Следует иметь в виду также, что при образовании крупных покровов шарьирование может происходить неравномерно по простиранию: на одном участке может максимально сместиться одна система покровов, на другом — другая и т. д. В связи с этим для выяснения общей амплитуды смещения нельзя просто суммировать максимальные амплитуды, полученные для каждой системы.

Действительный размер сжатия геосинклинальных систем может быть гораздо более значительным благодаря почти полному пережиманию участков с океанической корой в зонах поглощения (subduction), от которых иногда остаются лишь узкие офиолитовые швы. Создание методики реконструкций для этих случаев должно осуществиться в будущем по мере уяснения сущности явления.

Образование складчато-покровной структуры горного сооружения в наиболее сложных случаях процесс длительный, сопровождаемый образованием новых прогибов, поднятий, перекрытием прежних прогибов и областей денудации, возникновением магматических очагов и метаморфическими преобразованиями. Поэтому вышеизложенные методы реконструкции первичных седиментационных структур дополняются обычно изучением в широком плане всей истории геологического развития региона и в особенности динамики процессов осадкообразования, структурообразования и вулканизма.

Литература

- Белов А. А. Альпы, Балканы и Большой Кавказ в палеозое (сравнительная характеристика тектонического развития) — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, т. 46, № 6.
- Белостокский И. И. Тектонические покровы.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. «Недра», 1970.
- Борукаев Ч. Б. О палинспастических построениях. Геотектоника, 1970, № 6.
- Жинъю М. Стратиграфическая геология. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южный гор, Мэриленд.— В кн.: Вопросы структурной геологии. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Роджерс Дж. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей.— Геотектоника, 1968, № 3.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры.— Тр. Геол. ин-та, вып. 192. «Наука», 1968.
- Руженцев С. В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971.
- Ситтер Л. У. де. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— В сб.: Тектоника Альпийской области. «Мир», 1965.
- Balk R. Structure of graywacke areas and Taconic Range, east of Troy, New York.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, v. 64, No. 7.
- Cady W. M. Tectonic setting and mechanism of the Taconic slide.— Amer. J. Sci., 1968, v. 266, No. 7.
- Clag E. Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. Verhandl. Geol. Bundesanst. Sonderh.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1964 (1965), Bd. 116, Teil 2.
- Cornelius H. P. Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1940, Bd. 92.

- Durand-Delga M. Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale.— *Geol. Rundschau*, 1964, Bd. 53, H. 2.
- Durand-Delga M. Titres et travaux scientifiques. Impr. Priester, Paris, 1966.
- Fischer A. The Lofers cyclothems of the Alpin Triassic.— *Bull. Geol. Surv. Kansas.*, 1964, v. 169, No. 1.
- Egeler C., Simon O. Sur la Tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétique, Espagne). *Verhandel Kouinkl. Nederl. Akad. Wet. Afd. Natuurkunde*, 1969, No. 3, deel 25.
- Gans O. Exkursion in die Berchtesgadener Alpen.— *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 1951, Bd 102, No. 1.
- Heim Arn. Monographie der Churfürsten — Matstock gruppe. *Beitr. geol., Karte Schweiz.*, 1916, NF 20, 4B.
- Heim Arn., Baumberger E. Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins. *Denkschr. schweiz. natur. Gesellsch.* 1933, Bd. 68, H. 2.
- Kay M. Development of the northern Allegheny synclinorium and adjoining regions.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1942, v. 53, No. 11.
- Kay M. Palaeogeographic and palinspastic maps.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist*, 1945, v. 29, No. 4.
- King Ph. B. Geology of the central Great Smoky Mountains Tennessee. *U. S. Geol. Surv. prof. pap.*, 1964, No. 349—C.
- Kober L. Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, 1923.
- Lugeon M. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse.— *Bull. Soc. geol. France*, 1901, ser. 4, t. 1.
- McGillavry H. Speculation based upon a comparison of the stratigraphies of the different tectonic unites between Valez Rubio and Moratalla.— *Geol. en mijnbouw*, 1964, t. 43, No. 7.
- McGillavry H., Geel T., Roep Th., Soedino H. Further notes on the geology of the Betic of Malaga, the Subbetic and the zone between two unites in the region of Valez Rubio.— *Geol. Rundschau*, 1964, Bd 53, H. 1.
- Metz K. New synthetic aspect of the tectonic of the eastern section of the Austrian central Alps.— *Tectonophysics*, 1966, v. 3, No. 2.
- Paquet I. Étude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne).— *Mém. Soc. geol. France*, 1969, t. 48, No. 111.
- Peyre I. État actuel de nos connaissances sur la structure de cordillères bétique sur la transversale de Malaga. *Livre mem. P. Fallot*, 1960—1962, t. 1.
- Sander B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1948, t. 1.
- Schardt H. Sur l'origine des Alpes du Chablais et du Stockhorn, en Savoie et en Suisse.— *Compt. rend. Acad. sci.*, 1893, v. 112.
- Schindler C. Zur Geologie des Glarnisch.— *Beitr. geol. Karte Schweiz*. 1959, n. F. Bd. 107.
- Spängler E. Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördl. K. A. III. Teil (Ostabschnitt).— *Jb. Geol. B.— A.*, 1959.
- Tollman A. Die Neuergebnisse der geologischen Forschung in Österreich. Sonderdruck aus «Naturhistorikertagung 1965, Beiblätter», Wien, 1965.
- Tollmann A. Aperçu général sur la géologie des Alpes orientales. *C. R. somm. des séances Soc. Géol. de Fr.*, 1966, fasc. 11.
- Trümpy R. Der Lias der Glarner Alpen, *Denkschr. Schweiz. Naturf. Gesell.*, 1949, Bd 79, Abhandl. 1.
- Zen E.-An. Time and space relationships of the Taconic allochthon and autochthon.— *U. S. Geol. Surv.*, space paper, 1967, No. 97.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
3 января 1972 г.

УДК 551.243+551.22 (477)

В. П. БУХАРЕВ, А. В. СТЕКОЛЬНИКОВА, В. Д. ПОЛЯНСКИЙ
ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ АНОРТОЗИТОВЫХ
МАССИВОВ СЕВЕРО-ЗАПАДА УКРАИНСКОГО ШИТА

Волинский анортозитовый массив в отличие от анортозитовых массивов США, Канады, Гренландии, Скандинавии является постороженным интрузивом, сформировавшимся в условиях стабильной платформы. Он представляет собой сильно уплощенное тело мощностью 1,5—2 км, в значительной степени ассимилированное интрузиями рапакивиподобных гранитов, разбитое на ряд блоков и неравномерно денудированное.

Становление Волинского массива обусловлено региональными разломами, главным образом северо-западного и субмеридионального простирания. Анализ контактовых взаимоотношений с вмещающими породами и внутри массивов, их форма и глубинное строение позволяют сделать вывод, что формирование анортозитовых массивов Украинского щита, вопреки существующим представлениям, происходило не в результате дифференциации магматического расплава на месте на лейкократовую и меланократовую части, а внедрение этих дифференциатов происходило из глубинного очага раздельно.

В обширном семействе габброидов породы анортозитовой формации занимают особое место, отличаясь оригинальным вещественным составом, своеобразной структурой и текстурой. Проблема образования этих пород, широко распространенных на всех докембрийских щитах, в настоящее время весьма актуальна и остро обсуждается в отечественной и особенно зарубежной литературе. Насчет генезиса анортозитов существует много гипотез, в которых эти довольно однообразные по вещественному составу и структурным особенностям породы рассматриваются как магматические, метаморфические или даже метасоматические образования. Достаточно подробно все существующие гипотезы изложены в последних сводных работах Вальтера Якиша (1969), Т. Х. Грина (1970), Ф. Тернера и Д. Ферхугена (1961), И. Х. Кранка (1961), П. Мишо (1955), Е. В. Павловского (1967) и ряда других исследователей.

Большинство авторов тех или иных гипотез используют главным образом данные петрологии и петрохимии, со ссылками на экспериментальные исследования Г. С. Йодера и К. Э. Тилли, Г. Кеннеди, Т. Х. Грина, и, за редким исключением, почти не затрагивают вопросы тектоники и глубинного строения массивов, сложенных породами анортозитовой формации. Не являются исключением и анортозитовые массивы Украинского щита. Накопившийся в последние годы значительный фактический материал, полученный в результате проведенных крупномасштабных геологических съемок и геофизических исследований, находится в противоречии с существующими представлениями о формировании этих массивов и их глубинном строении, высказанными в 1947—1948 гг. А. А. Полкановым (1948) и В. С. Соболевым (1947).

В пределах Украинского щита породы анортозитовой формации распространены широко. В северо-западной части щита расположен Коростенский плутон, в составе которого наряду с рапакивиподобными гранитами присутствует несколько разобщенных анортозитовых массивов, в том числе крупнейший в Европе Волинский массив, площадь которого превышает 2100 км². Несколько крупных анортозитовых массивов рас-

положено также в центральной части Украинского щита, они входят в состав Корсунь-Новомиргородского плутона. В последние годы установлен целый ряд анортозитовых массивов, подобных украинским, в восточной Польше и Латвии.

В отличие от крупных доорогенных, или орогенно-плутонических анортозитовых массивов, таких, как Адирондак (США), который вместе с вмещающими породами подвержен региональному метаморфизму (Bridgwater, 1967), а также ряда анортозитовых массивов Западной Гренландии, метаморфизованных вместе с вмещающими породами на уровне гранулитовой фации (Windley, 1967), Южной Гренландии и Канады, где анортозитовые массивы были сформированы до гренвильского орогенеза (Romey, de Waard, 1966), сильно метаморфизованных, амфиболитизированных и мигматизированных, раннеорогенных анортозитовых интрузий Беломорья (Шуркин, Левковский, 1968), анортозитовые массивы Украинского щита являются типичными посторогенными интрузивами, внедрение которых происходило в условиях консолидированной платформы. В этом отношении анортозитовые массивы Украинского щита, в том числе Волинский, подобны Джугджурскому массиву на Алдане, массивам Латвии, Польши и Финляндии.

Проведенные детальные геологосъемочные и геофизические работы на территории Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов показали, что все анортозитовые массивы Украинского щита одновозрастны и однотипны друг другу и подобным массивам Западной Латвии и Польши (Богатиков, Биркис, 1972). По этой причине рассмотренные в данной статье особенности тектоники и глубинного строения самого крупного и наиболее изученного Волинского массива, по-видимому, справедливы и для остальных массивов Украинского щита и смежных регионов.

Волинский анортозитовый массив разобщен интрузией рапакивиподобных гранитов на две части. Южная часть получила название Володарско-Волинского массива, северная — Чеповичского. Вмещающими породами для анортозитов и ассоциирующих с ними рапакивиподобных гранитов являются нижнепротерозойские гнейсо-магматиты, контакты с которыми четкие, интрузивные. Контактный метаморфизм вмещающих пород проявлен слабо. Наряду с лейкократовыми анортозитами, слагающими главную часть массивов, присутствуют меланократовые породы — габбро, габбро-нориты, габбро-перидотиты, перидотиты. Многие исследователи, в соответствии с представлениями А. А. Полканова (1948), рассматривают эти мелкозернистые меланократовые породы как краевой комплекс анортозитовых массивов, однако детальная геологическая съемка, геофизические исследования и глубокое бурение показали, что габбро-нориты широко распространены и внутри анортозитового массива, образуя крутопадающие дайки (70—80°), приуроченные к тектоническим зонам и простирающиеся на 20—25 км. По тем же зонам внедрялись многочисленные дайки диабазов, диабазовых порфиритов и гранитов.

Становление платформенных интрузий Коростенского и подобного ему Корсунь-Новомиргородского плутонов проходило в течение нескольких фаз. Вначале внедрились огромные массы плагиоклазитового лейкократового магматического расплава и были сформированы анортозитовые массивы. Затем интродировали меланократовые породы, усложнившие строение анортозитовых массивов. В следующую фазу внедрились рапакивиподобные граниты, а в завершающую фазу были сформированы дайковые тела диабазовых порфиритов, диабазов, андезитов. Для интрузий Коростенского плутона, формирование которых происходило в платформенных условиях, определяющее значение имела разломная тектоника. На рис. 1 можно увидеть, что границы Волинского анортозитового массива и простираение дайковых пород внутри него под-

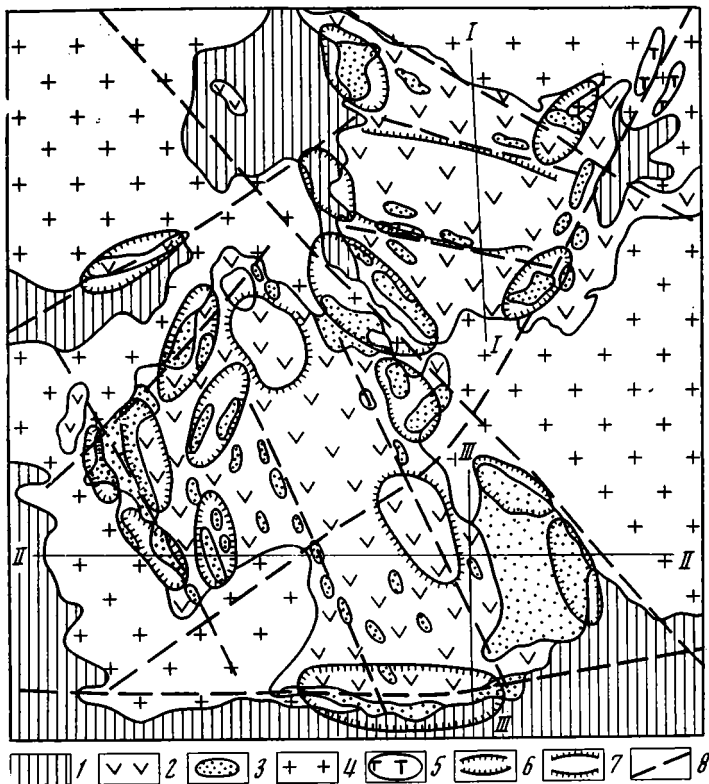


Рис. 1. Схематическая структурно-тектоническая карта Волинского аноктозитового массива
 I — Чеповичский массив; II — Володарско-Волинский массив; III — Ушомирский массив. 1 — Комплекс пород нижнепротерозойской складчатой рамы; 2 — аноктозиты (фаза I); 3 — габбро-нокториты, нокториты, ультрабазиты (фаза II), 4 — рапаквивидоподобные граниты (фаза III); 5 — диабазы, диабазовые порфириды, габбро-диабазы (фаза IV); 6 — эпицентры максимумов силы тяжести и положительного магнитного поля, тяжелые и магнитные тела большой мощности; 7 — эпицентры минимумов силы тяжести, участки неглубокого залегания пород рамы и гранитных интрузий; 8 — региональные разломы

чинены главным образом тремя линейными направлениями: северо-западному и близкому ему субмеридиональному, субширотному и северо-восточному. Эти линейные ограничения неслучайны, и, как показывает анализ геофизических и геологических наблюдений, они совпадают с тектоническими зонами, которые не только служили каналами внедрения магмы, но и были границами наиболее крупных тектонических блоков.

Прежде чем перейти к анализу разломной тектоники, следует отметить, что в пределах Волинского аноктозитового массива и Коростенского плутона существует два принципиально разных вида дизъюнктивных нарушений: региональные разломы, сыгравшие решающую роль в становлении плутона, и значительно более молодые постинтрузивные блоковые разломы, усложнявшие форму плутона в течение длительной геологической истории его существования. Последние часто пространственно совпадают с региональными разломами, но в этом случае они являются только отражением региональных разломов, омоложенных в более поздний, неотектонический, этап развития территории плутона. В отличие от скрытых региональных разломов, которые устанавливаются по ряду, главным образом, косвенных признаков, для постинтрузивных разломов характерны зоны катаклаза, дробления, повышенной трещинова-

тости, что обусловило их решающее значение при формировании рельефа и распределении наносов.

Система региональных разломов северо-западного и субмеридионального простираения проявляется наиболее четко и совпадает с простираением складчатых структур вмещающих пород, что свидетельствует об унаследованности этой системы и о ее древнем возрасте по отношению к другим системам разломов. В физическом поле эта система разломов фиксируется интенсивными магнитными аномалиями и аномалиями силы тяжести. Вдоль юго-западного обрамления Волынского массива региональный разлом северо-западного простираения прослеживается по серии узких мощных дайковых тел габбро-норитов. Этот разлом фиксируется линейно-вытянутыми аномалиями силы тяжести, в пределах которых развито сильно дифференцированное магнитное поле с узкими линейными максимумами и минимумами. К востоку от этого разлома прослеживаются параллельные ему менее интенсивные разломы, к которым приурочены дайковые тела габбро-норитов и ультрабазитов, фиксирующиеся в физическом поле полосовыми аномальными зонами с большим градиентом напряженности магнитного поля. В пределах этих полосовых аномалий наблюдается множество минимумов и максимумов интенсивностью от -400 до $+1000 \gamma$ и горизонтальным градиентом в среднем 300γ на 100 м .

Мощный разлом этой системы зафиксирован в центральной части Волынского массива, в том месте, где он разделен на две части. О наличии разлома свидетельствует ряд полосовых зон максимумов силы тяжести, линейных магнитных аномалий, крупные интрузии габбро-норитов и гранитов. В юго-восточной части Волынского массива к этому разлому приурочен узкий линейный минимум силы тяжести, ось которого прослеживается более чем на 15 км . Следует отметить, что этот разлом давно установлен и хорошо подтвержден данными сейсмических наблюдений (Соллоуб, 1968). Не менее четко проявлен разлом, ограничивающий Волынский массив с северо-востока. Он прослеживается по системе линейных магнитных аномалий и сопровождается серией даек диабазов. Данные количественных расчетов А. В. Стекольниковой (рис. 2, профиль I—1) позволяют предполагать, что вдоль этого разлома опущен крайний северный блок анортозитового массива на глубину примерно $500\text{—}600 \text{ м}$.

Система региональных разломов северо-восточного простираения по времени заложения, по-видимому, более молодая, а по отношению к структурам вмещающих складчатых пород секущая. Эта система, как и предыдущая, играла определяющую роль в становлении анортозитовых массивов, хотя по своим масштабам проявлена значительно слабее. Один из разломов северо-восточного простираения контролирует размещение небольшого Ушмирского анортозитового массива, расположенного несколько западнее Волынского массива, вдоль северо-западного обрамления так называемого Пугачевского блока гнейсо-мигматитов, резко вдающегося с запада в пределы Коростенского плутона. Этот разлом сопровождается дайками наиболее поздних островных гранитов, диабазовых порфириров, зонами окварцевания, ощелачивания и т. п. Другой разлом этой системы пересекает Волынский анортозитовый массив и является юго-западным продолжением известного Звиздаль-Залесского разлома, пересекающего в субмеридиональном направлении весь Коростенский плутон. В юго-западной части Волынского массива этот разлом срезает северо-западные и субмеридиональные линейные зоны гравитационных и магнитных аномалий и связанные с ними интрузии габбро-норитов.

В истории становления Коростенского плутона этот разлом играл значительную роль в заключительных фазах. К нему приурочены дайковые тела гранит-порфириров, диабазов, габбро-диабазов, в том числе самая крупная на Украинском щите Звиздаль-Залесская дайка габбро-

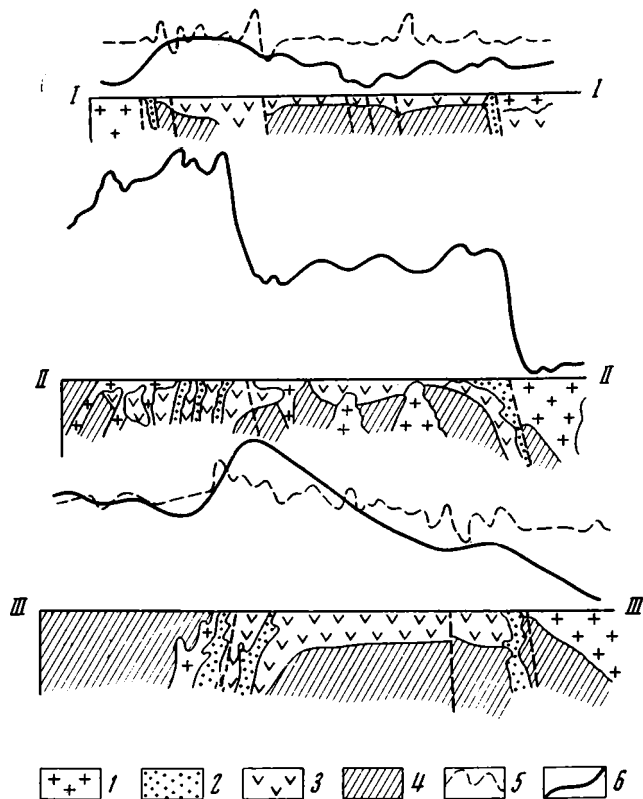


Рис. 2. Схематические геолого-структурные разрезы через Во-
лынский анортозитовый массив
1 — рапакивидные граниты ($\sigma = 2,60 - 2,63 \text{ г/см}^3$); 2 — габ-
бро-нориты ($\sigma = 2,95 - 3,00 \text{ г/см}^3$); 3 — анортозиты ($\sigma =$
 $= 2,78 \text{ г/см}^3$); 4 — биотитовые гнейсы и мигматиты ($\sigma = 2,63 -$
 $2,70 \text{ г/см}^3$); 5 — наблюдаемые кривые Z_a ; 6 — наблюдаемые кри-
вые G_a

диабазов протяженностью более 30, мощностью до 3,0—3,5 км. В северо-восточной части Волынского массива он контролирует мощные интрузии габбро-норитов и диабазов, которые хорошо фиксируются полосовыми аномалиями силы тяжести и узкими линейными магнитными аномалиями (Южно-Тишевская аномальная зона) интенсивностью до 3000 γ и горизонтальным градиентом до 1000 γ на 100 м. Таким образом, описанная северо-восточная система региональных разломов служила подводным каналом для мощных интрузий основной магмы на завершающем этапе становления Коростенского плутона, хотя заложена эта система значительно раньше, до интрузий габбро-норитов и гранитов.

Система субширотных региональных разломов также резко несогласна со структурами пород рамы и по времени заложения более молодая, чем разломы северо-западного простирания. Наиболее крупный разлом субширотного простирания уже давно установлен вдоль южного контакта Волынского массива с гнейсо-мигматитами рамы. В этой зоне прослеживается крупный полосовой максимум силы тяжести, вызванный мощными интрузиями габбро-норитов. Роль этого разлома в становлении Волынского массива весьма существенна. Наряду с разломами северо-западного простирания этот разлом служил подводным каналом для внедрения анортозитовой магмы. В последующие фазы по нему внедрялись интрузии габбро-норитов, а затем и небольшие тела гранитов. В неотектонический этап он многократно подновлялся и играл немало-

важную роль в блоковой тектонике. Крупные широтные разломы прослеживаются в северной половине Волинского массива. В физическом поле они проявляются в виде узких многокилометровых линейных магнитных аномалий, которые объединяют многочисленные минимумы и максимумы различной интенсивности и размеров. Данные бурения показали, что указанные зоны разломов достигают ширины 500 м и более и сопровождаются брекчированными и катаклазированными анортозитами, а также дайками диабазов и андезитов. По времени заложения и своей роли в истории становления Коростенского плутона они подобны Звиздаль-Залесскому северо-восточному разлому, т. е. характерны для завершающей фазы. По ним происходило интенсивное движение постмагматических растворов, частично преобразовавших анортозиты и другие породы плутона, плотность которых резко понизилась. У анортозитов, например, с обычной плотностью 2,78 она понижается до 2,50.

Помимо региональных разломов широко распространены более мелкие постинтрузивные и неотектонические нарушения, масштабы которых варьируют в широких пределах. Не останавливаясь подробно на характеристике подобных нарушений, нужно отметить, что среди них по времени заложения также можно выделить два типа. К одному относятся постинтрузивные разломы субмеридионального и субширотного простираения, близкие по времени заложения разломам типа Звиздаль-Залесского. Они проявляются не только зонами дробления и катаклаза, но и гаммой метасоматически преобразованных пород, хотя, в отличие от региональных разломов, не сопровождаются дайками. Эти разломы характерны для начального этапа развития блоковой тектоники и являются границами сравнительно крупных блоков, смещенных относительно друг друга на сотни метров. В физическом поле они фиксируются узкими отрицательными магнитными аномалиями и зонами пород с пониженной плотностью. Зачастую они сопровождаются мощными линейными корами выветривания и контролируют долины рек.

Существует и другой тип очень многочисленных нарушений, активно проявивший себя в неотектонике. Эти нарушения северо-восточного, северо-западного и субширотного простираения обусловили как древний, так и современный рельеф и являются границами микроблоков. Прослеживаются они по зонам дробления и повышенной трещиноватости, а параметры их не превышают нескольких метров по мощности и сотен метров по простираению. В физическом поле они практически не отражаются.

О глубинном строении Волинского анортозитового массива можно судить главным образом по данным детальных гравитационных съемок, выполненных С. А. Шмарьяном, А. В. Стекольниковой, В. М. Егоровым, а также по результатам профильного бурения, проведенного в последние годы В. П. Бухаревым, В. М. Тимофеевым, М. И. Хворовым. Данные гравитационных работ свидетельствуют в пользу предположений, сделанных еще в 1947—1948 гг. В. С. Соболевым и А. А. Полкановым. Согласно представлениям В. С. Соболева (1947), Коростенский плутон имеет плитообразную форму, а мощность его в сотни раз меньше площади распространения и не превышает нескольких километров. А. А. Полканов (1948) рассматривал Володарско-Волинский и Чеповичский анортозитовые массивы и окружающие их небольшие тела основных пород как отдельные части некогда единого плутона, расчлененного последующей интрузией гранитов.

Анализ регионального гравитационного поля территории Волинского анортозитового массива позволяет прийти к следующим выводам о его глубинном строении. В пределах южной половины наблюдается положительное поле силы тяжести, в котором выделяется несколько крупных максимумов, приуроченных к тектоническим нарушениям. В северо-восточном направлении величина силы тяжести резко падает, отме-

чается зона больших градиентов в районе перемычки между двумя половинами массива, и на площади северной половины (Чеповичский массив) гравитационное поле уже отрицательное. Данные количественной интерпретации гравитационного поля на площади северной половины Волинского массива позволяют сделать следующее заключение о его глубинном строении (см. рис. 2, разрез I—I). В центральной части северной половины массива наблюдается крупный минимум силы тяжести, в пределах которого отмечено слабо возмущенное магнитное поле. Буровыми скважинами здесь установлены обычные лейкократовые анортозиты, которые не могут быть причиной интенсивного минимума силы тяжести. Эту аномалию можно объяснить неглубоким залеганием под анортозитами легких пород типа мигматитов или гранитов. Количественные расчеты показывают, что мощность анортозитов в центральной части Чеповичского массива не превышает 500 м.

С севера и юга этот гравитационный минимум ограничен широтными разломами, за пределами которых мощность анортозитов резко увеличивается до 1500—2000 м. Создается впечатление, что центральная часть северной половины массива, ограниченная широтными разломами, представляет собой приподнятый, сильно денудированный блок. В южной части северной половины массива, в зоне крупного регионального разлома северо-западного простирания, мощность основных пород резко увеличивается, и здесь предполагается подводящий канал.

Представление о глубинном строении южной половины Волинского анортозитового массива можно получить, рассмотрев разрезы II—II или III—III на рис. 2. Кривая Ga на разрезе II—II, пересекающем массив в широтном направлении, хорошо отражает его глубинное строение. В западной части, в районе известного Володарско-Волинского максимума, предполагается зона глубинного разлома, с которой связан подводящий канал. Мощность анортозитов в этой части достигает более 6 км, причем основные породы залегают здесь под рапакивиподобными гранитами почти до границы плутона. В центральной части южной половины массива мощность анортозитов значительно меньше, не превышает 3 км, а в восточной части она еще меньше, не более 1 км. У восточного контакта с гранитами вновь прослежен максимум силы тяжести, который также совпадает с глубинным разломом, являющимся подводящим каналом как для анортозитов, так и для интрузий габбро-норитов. Интересно отметить, что, несмотря на широкое поле развития габбро-норитов в этом районе, мощность их, по данным бурения, невелика, местами всего десятки метров. Здесь наблюдается своеобразный покров габбро-норитов над анортозитами, выступающими из-под покрова в виде «окон».

На интерпретационном разрезе III—III, пересекающем юго-восточную часть Волинского массива в меридиональном направлении, глубинное строение представляется следующим образом. На юге, в поле гнейсов, у контакта с массивом прослеживается зона больших градиентов силы тяжести, соответствующая глубинному разлому. Здесь же наблюдается интенсивный максимум силы тяжести, в пределах которого мощность основных пород (Егоров, 1964) более 5 км. Этот максимум может быть интерпретирован как подводящий канал для интрузий как анортозитовой, так и габбро-норитовой магмы. Далее к северу массив представляет собой плоское тело, мощность которого на всем протяжении не превышает 1—2 км. Анортозиты подстилаются менее плотными ($\sigma = 2,63$) породами типа гранитов или гнейсо-мигматитов.

Региональное магнитное поле во многом соответствует гравитационному полю. Анализ его позволяет сделать вывод, что Волинский анортозитовый массив представляет собой пластообразное, горизонтально-ламагнитическое тело, для которого характерно северо-восточное намаг-

нение пород. Такая интерпретация магнитного поля полностью совпадает с данными гравиметрии и сейсмоки (Соллогуб, 1968).

Подводя итог всему вышеизложенному, можно сделать следующие общие выводы о глубинном строении Волынского анортозитового массива. В целом этот массив представляет собой сильно уплощенное тело мощностью 1,5—2,0 км, в значительной степени ассимилированное интрузиями гранитов, разбитое на ряд блоков и неравномерно денудированное. Отдельные его блоки смещены относительно друг друга, причем амплитуда смещения достигает 1 км и более. Очаги внедрения основной магмы расположены главным образом в юго-западной и южной частях Волынского массива, а также в его центральной части, в районе перемычки.

Небольшой Ушомирский массив в отличие от Волынского не имеет большого горизонтального распространения. От него, по-видимому, сохранилась небольшая «корневая» часть, залегающая непосредственно в зоне регионального разлома северо-восточного простирания.

Детальные гравитационные исследования позволяют сделать очень важный вывод об отсутствии первичной расслоенности Волынского массива, а анализ разломных нарушений показал, что современная форма и размеры этого массива далеки от первоначальных и определяются блоковой тектоникой. Представления о наличии под анортозитами меланократовых пород типа габбро-норитов и ультрабазитов долгое время служили критерием для проведения поисковых работ на сульфидный никель, которые оказались безрезультатными. Не подтвердилась также гипотеза А. А. Полканова, долгое время господствовавшая среди исследователей этого региона, о наличии «краевого комплекса» мелкозернистых габброидов вокруг Волынского анортозитового массива. Присутствие крупных останцов лейкократовых анортозитов далеко за пределами «краевого комплекса», широкие поля гибридных пород, образованных при ассимиляции анортозитов гранитной магмой, приуроченность тел габбро-норитов к зонам разломов — все это свидетельствует о значительно больших размерах Волынского массива в прошлом, намного превышающих рамки современного «краевого комплекса».

Характер контактовых соотношений Волынского анортозитового массива, его глубинное строение позволяют сделать вывод о том, что его становление не происходило на месте, в результате дифференциации магматического расплава на лейкократовую (анортозитовую) и меланократовую (габбро-норитовую) части, а внедрение как анортозитов, так и габбро-норитов происходило из глубинных очагов раздельно, в две фазы, по разломам главным образом северо-западного и субширотного простираний.

Литература

- Богатиков О. А., Биркис А. П. Габбро-лабрадоритовый пояс запада Восточно-Европейской платформы.— Тр. IV Всес. петрогр. совещ. «Наука», М., 1972.
- Грин Т. Х. Опыты при высоких давлениях, касающиеся генезиса анортозитов.— В сб. «Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований». «Недра», Л., 1970.
- Егоров В. М. Об интрузиях габбро и разломах Волыни (по геофизическим данным).— Геофиз. сб. АН УССР, 1964, вып. 8(10).
- Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР. Изд-во ЛГУ, 1948.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона.— Уч. зап. Львовск. ун-та, 1947, т. VI, вып. 5.
- Соллогуб В. Б. Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона по данным сейсмических исследований.— Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 25.
- Тернер Ф., Ферхуген Д. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., М., 1961.
- Шуркин К. А., Левковский Р. З. О возрасте габбро-лабрадоритовых интрузий Беломорья.— В сб. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Карельск. кн. изд-во, Петрозаводск, 1968.

- Bridgwater W. Feldspathic inclusions in the Gardar igneous rocks of South Greenland and their relations to the formation of major anorthosites in the Canadian Shield.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1967, No. 6.
- Jackisch W. Zur Genese der Anorthosite.—*Chem. Erde*, 1969, No. 1—2.
- Kranck E. H. The tectonic position of the anorthosites of eastern Canada.—*C. r. Soc. géol. Finlande*, 1961, No. 33.
- Michot P. Anorthosites et anorthosites.—*Bull. Acad. roy. Belge, Cl. Sc. serie No. 41*, 1955.
- Romey W. D., Dirk de Waard. Petrogenetic relationships between anorthosite and melanorite (gabbroic anorthosite) in the Adirondack highlands.—*Geol. Soc. America, Spec. Papers*, 1966, No. 87.
- Windley B. F. On the classification of the West Greenland anorthosites.—*Geol. Rundschau*, 1967, No. 3.

Институт геохимии и физики
минералов АН УССР

Статья поступила
18 октября 1971 г.

УДК 551.242.51 (477.8)

Б. П. ПРИЗУН, Ю. Н. СЕНЬКОВСКИЙ

О ПОЛОЖЕНИИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ГРАНИЦЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПРЕДЕЛАХ УКРАИНЫ

В статье на основании новых геолого-геофизических материалов, полученных при проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ, уточнено положение юго-западной границы Восточно-Европейской платформы в пределах западной части Украины, а также прослежено ее развитие на протяжении известной геологической истории (от байкальского этапа по настоящее время). Древняя дорифейская Восточно-Европейская платформа граничит на участке Рава-Русская — Жидачев с молодой эпипалеозойской Западно-Европейской платформой, а дальше на юго-востоке с Предкарпатским краевым прогибом альпид.

Положение юго-западной границы Восточно-Европейской платформы справедливо считается одним из кардинальных вопросов тектоники Европы. Решение этого вопроса имеет весьма важное как теоретическое, так и прикладное значение, в частности при определении перспектив нефтегазоносности приокраинных частей древних платформ. Этим и объясняется тот факт, что изучению юго-западной границы Восточно-Европейской платформы посвятили свои работы многие исследователи (Stille, 1950; Сандлер, Глушко, 1955; Богданов и др., 1964; Żelichowski, 1964; Доленко, 1965; Семененко и др., 1965; Bogdanow, 1965; Znosko, 1965; Доленко и др., 1967; Богданов, 1968; Глушко, 1968; Журавлев, Раабен, 1968; Утробин, 1968, и др.).

Однако до сих пор четко не определено ни положение этой границы, ни характер сочленения древней платформы с обрамляющими ее структурами. Полученный за последние годы в результате проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ геолого-геофизический материал позволяет уточнить положение юго-западной границы Восточно-Европейской платформы в пределах запада Украины, а также проследить ее в развитии на протяжении известной нам геологической истории (от байкальского этапа по настоящее время).

Байкальский этап развития юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы ознаменовался накоплением типичной для поздне-рифейской эпохи седиментации лагунно-континентальной пестроцветной формации, охватывающей образования полесской серии рифея.

Лагунно-континентальная пестроцветная формация образует в пределах западной части Украины почти симметричное геологическое тело, простирающееся более чем на 340 км с северо-востока на юго-запад, при ширине, изменяющейся от 160 км на севере до 275 км на юге. Мощность отложений полесской серии постепенно увеличивается от границ ее распространения к центральной части, достигая максимальной величины (более 900 м) в районе Сокаля. Отложения полесской серии характеризуются спокойным залеганием, их пласты в общем падают в западном направлении под углами, изменяющимися от 1 до 2°.

Имеющиеся материалы глубокого бурения и геофизических исследований, а также данные региональной геологии свидетельствуют о том, что Карпаты как составная часть Средиземноморского пояса прошли в

байкальскую эпоху геосинклиналиное развитие. Таких взглядов придерживается целый ряд исследователей (Доленко и др., 1967; Журавлев, Раабен, 1968; Муратов, 1969; Семенко и др., 1965; Хаин, 1970 и др.). Сильно перемятые (углы падения слоев 80—90°) и метаморфизованные породы рифейского возраста вскрыты скважинами под миоценовыми молассами в Крукеничской впадине внешней зоны Предкарпатского прогиба. Они представлены зеленовато-серыми филлитоподобными хлоритосерицитовыми сланцами и филлитами с прослоями алевролитов, кварцитоподобных песчаников и кремнистых аргиллитов. Вскрытая мощность рифейских отложений составляет 150 м. Аналогичные породы также вскрыты скважинами на смежной территории Польши, где они слагают Малопольский ассинтский массив (Пожарыский, Томчик, 1968). В результате изучения экзотических конгломератов воротыщенской серии миоцена, развитых в Предкарпатском краевом прогибе, установлено, что в их составе присутствуют гальки рифейских зеленых метаморфических сланцев и кварцитов (Буров, Федущак, 1966). Характерно, что гальки рифейских пород преобладают в составе слободских конгломератов, распространенных на юго-востоке Предкарпатского прогиба, в то время как в других местах прогиба такие гальки встречаются редко. Проведенные недавно геофизические работы указывают на то, что рифейское поднятие, служившее главным источником обломочного материала для слободских конгломератов, располагалось в районе Делятын — Космач (Самойлюк, 1971). Какой была форма сочленения Пракарпатской байкальской геосинклинали с бассейном осадконакопления, существовавшем на платформе, трудно судить, так как в зоне их непосредственного стыка — Львовской впадине — отложения рифея пока что не вскрыты. Можно только предполагать, что развитие двух этих структур происходило синхронно. Складчатость, охватившая Пракарпатскую геосинклинали в вольтыинскую эпоху, на платформе отобразилась в активизации тектонических подвижек, которые в свою очередь обусловили интенсивную вулканическую деятельность, а также коренную перестройку существовавшего структурного плана.

С началом каледонской эпохи на юго-западной окраине платформы связывается возникновение нового бассейна — Днестровско-Бугской впадины, простиравшейся с северо-запада на юго-восток, т. е. перпендикулярно к простиранию бассейна осадконакопления предыдущей тектонической эпохи. В его пределах сформировался мощный осадочный комплекс, в составе которого выделяются песчано-глинистая формация, охватывающая отложения валдайского и кембрийского возраста, карбонатная формация ордовика и силура, терригенная формация верхнего силура — нижнего девона и континентальная перестроцветная формация нижнего девона. Отложения каледонского комплекса пройдены многочисленными скважинами на Вольтыно-Подольской плите. Во Львовской впадине пройдены девонские и силурийские образования, породы кембрия вскрыты только небольшим количеством скважин в районах Великих Мостов, Балучина, Литовежа, Владимира-Вольтыинского, Перемышля, Нового Виткова и др. В пределах плиты отложения каледонского цикла слагают полого наклоненную в западном и юго-западном направлениях моноклинали. На фоне общего моноклиналиного падения пластов вырисовываются отдельные относительно небольшие (размером в среднем 15×6 км, высота около 100 м) брахиантиклиналиные складки. Мощность отложений закономерно увеличивается в западном и юго-западном направлениях от восточной границы их распространения, достигая около 1700 м в окрестностях Нового Виткова и Бучача.

Во Львовской впадине условия залегания нижнепалеозойских отложений не выяснены. Скучный и часто спорный фактический материал, характеризующий тектонику каледонского этажа, позволяет только утверждать, что степень дислоцированности отложений этого комплекса

во Львовской впадине значительно бóльшая, чем на Волыно-Подольской плите. Углы падения пластов во Львовской впадине составляют в среднем 10—20°, достигая 30—45° в краевой ее части (Котык, 1971).

В пределах Немировского участка платформы и Предкарпатского краевого прогиба из отложений каледонского этажа многочисленными скважинами (районы Равы-Русской, Подлуб, Ставчан, Вербижа, Стрия, Калуша, Коломыи и др.) вскрыты образования кембрия, силура и нижнего девона (жедин). Так, например, скважина Ставчаны-1 под породами юры вскрыла сильно перемятые (углы падения 60—90°) отложения кембрия. Последние представлены чередованием песчаников и алевролитов и реже аргиллитов. Очень дислоцированные песчано-глинистые образования кембрия вскрыты скважинами также во внешней зоне Предкарпатского прогиба, где они совместно с другими породами слагают фундамент. В северо-западной и центральной частях, внешней зоны кембрийские отложения представлены черными и темно-серыми аргиллитами, среди которых встречаются пропластки светло-серых, крепких, кварцевых песчаников и алевролитов. На юго-востоке внешней зоны (район Давиден) кембрийские отложения сложены монотонной толщей (более 800 м) светло-серых, иногда зеленоватых, кварцитоподобных песчаников.

Напластования силура — нижнего девона (жедин) на территории Предкарпатья и Немировского участка эпипалеозойской платформы представлены в основном аргиллитами с прослойками песчаников и известняков. Они прослеживаются в пределах узкой полосы, простирающейся из северо-запада на юго-восток через районы Равы-Русской, Угерска, Каменки, Коломыи и Красноильска. Отложения каледонского комплекса как в пределах Немировского участка платформы, так и во внешней зоне Предкарпатского прогиба, за исключением ее юго-восточной части, очень дислоцированы. Углы падения слоев колеблются от 10—20 до 60—90°. На юго-востоке внешней зоны прогиба они несколько меньше и в среднем составляют 20°. Неполные мощности отложений каледонского этапа следующие: в Раве-Русской — 1733 м (нижний девон, верхний силур), возле Держова — 1205 м (кембрий), в окрестностях Каменки — 1654 м (силур, кембрий) и в Давиденах — 2237 м (нижний девон, силур, кембрий).

Формационный состав, большие мощности и сильная дислоцированность образований кембрия, силура и нижнего девона позволяют говорить о том, что область современного Предкарпатского прогиба и Немировского участка платформы прошла в каледонскую эпоху геосинклинальное развитие. Характерной чертой этой эпохи является то, что Пракарпатская геосинклиналь и Восточно-Европейская платформа формировались одновременно и сочленение их осуществлялось посредством зоны перикратонных опусканий. Завершение каледонского геосинклинального развития в Пракарпатах связано с нижедевонской фазой складчатости, обусловившей дислоцированность накопленных здесь отложений и общее поднятие территории. На платформе заключительные фазы каледонской складчатости нашли отображение в исчезновении морского бассейна и установлении континентальных условий осадконакопления. В разрезе осадочного чехла этот период развития платформы представлен континентальной пестроцветной формацией (old-red). Положение границы между складчатым каледонским сооружением, обрамляющим Восточно-Европейскую платформу, и самой платформой рассмотрено нами в отдельной работе (Доленко и др., 1967). Эта граница простирается с юго-востока на северо-запад от района с. Красноильск (южнее Черновиц), затем немного смещается на север по Заболотовскому разлому и дальше проходит через Коршев, Отынию, к северу от Калуша, через Жидачев и Раву-Русскую (рис. 1, 2).

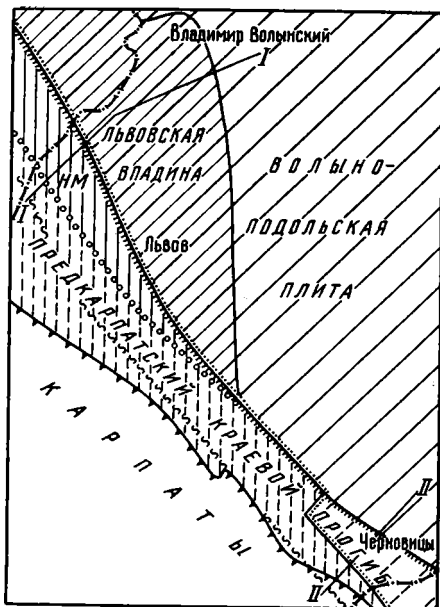


Рис. 1. Схема тектоники запада Украины (без Карпат) 1—2 — Восточно-Европейская дорифейская платформа: 1 — Волыно-Подольская плита; 2 — Львовская впадина; 3 — Немировское окончание эпипалеозойской платформы; 4—5 — Предкарпатский краевой прогиб: 4 — часть прогиба, развитая на палеозойском и рифейском складчатом основании; 5 — часть прогиба, развитая на платформенном основании; 6 — юго-западная граница Восточно-Европейской платформы (к концу каледонского тектонического цикла); 7 — современная юго-западная граница Восточно-Европейской платформы; 8 — юго-западная граница Немировского участка эпипалеозойской платформы; 9 — юго-западная граница распространения платформенных формаций юры и мела; 10 — северо-восточная граница Складчатых Карпат

Начало герцинской тектонической эпохи на юго-западной окраине платформы связывается с возникновением в живецкое время нового морского бассейна (собственно Львовской палеозойской впадины) (Иголкина и др., 1970; Котык, 1971). В отличие от бассейна осадконакопления каледонской эпохи морской бассейн герцинского времени значительно уменьшился, а его простираие приблизилось к северо-восточному направлению. В пределах этого бассейна формируются карбонатно-терригенная и угленосная формации. Обломочный материал сносился с приподнятой территории Волыно-Подольской плиты и Украинского кристаллического щита, а также с каледонского складчатого сооружения, обрмлявшего с юго-запада платформу. Отложения герцинского комплекса в некоторой степени нарушены пликативными и дизъюнктивными дислокациями. Геофизическими и буровыми работами в напластованиях верхнего палеозоя Львовской впадины обнаружено около 30 антиклинальных складок, группирующихся в основном в полосы северо-западного простираия. Полосы складок, как правило, осложнены разрывными нарушениями. Углы падения пластов в среднем составляют 5—10°, но постепенно увеличиваются с приближением к Немировскому участку эпипалеозойской платформы, достигая на крыльях отдельных складок 30—40°. Мощность отложений возрастает в направлении с северо-востока на юго-запад от восточной границы их распространения до Бутынской полосы складок, а дальше на юго-запад она постепенно уменьшается. Так, в частности, пройденная скважинами толща отложений каледонского этажа около Владимира-Волынского составляет 1089 м, в районе Великих Мостов — 1867 м, а недалеко от Перемышлян — 913 м.

В пределах Карпат, Предкарпатского прогиба и Немировского участка эпипалеозойской платформы отложения герцинского комплекса неизвестны, за исключением отдельных находок обломков карбонатов известняков и каменного угля, встречающихся среди пород флишевой формации альпийского цикла. Несмотря на это, многие исследователи (А. А. Богданов, В. Г. Бондарчук, М. В. Муратов, О. С. Вялов и др.) допускают существование под альпийскими молласами и флишем Пред-

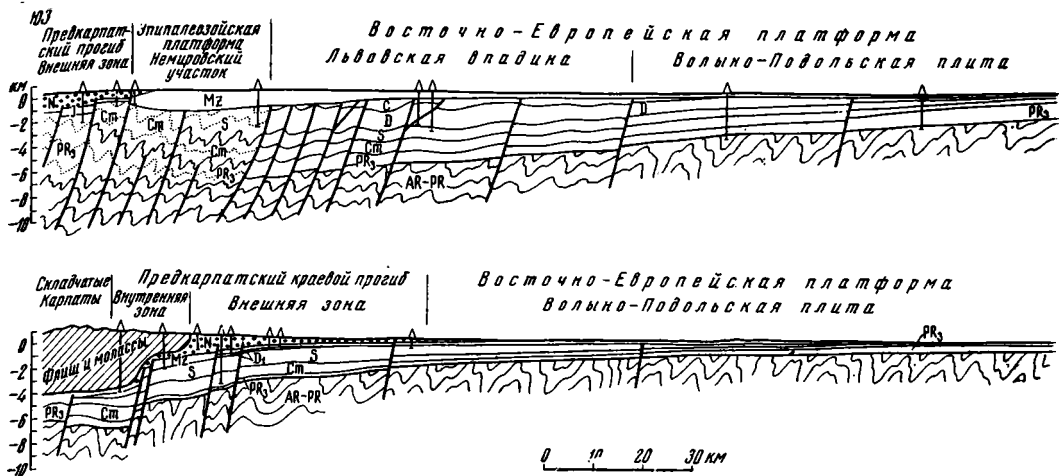


Рис. 2. Геологические разрезы по линии I—I (верхний) и по линии II—II

карпатского прогиба и Карпат складчатого герцинского сооружения, соединяющего Свентокшиские горы с Добруджей. Для окончательного и бесспорного воссоздания истории развития Карпат в герцинском цикле пока что не имеется достаточного материала. Ряд фактов, таких, как обломки каменноугольных отложений во флишевой формации альпийского цикла, развитие верхнепалеозойских отложений в Польше на запад от Жешува и, наконец, дислоцированность верхнепалеозойских отложений Львовской впадины, позволяют предполагать, что в области Карпат существовал геосинклинальный режим в герцинскую эпоху. Однако конкретно наметить ход этого развития невозможно. Нам кажется, что предположение В. Е. Хаина (1970), согласно которому Краковская ветвь средневропейских герцинид протягивается под Складчатыми Карпатами к Северо-Добруджинскому герцинскому прогибу, наиболее отвечает действительности.

В начале альпийского тектонического цикла в среднеюрское время возник новый бассейн осадконакопления (Стрыйский юрский прогиб), осевая линия которого простиралась вдоль разлома, отделявшего дорифейскую Восточно-Европейскую платформу от складчатого палеозойского сооружения Пракарпат. Юрские и меловые платформенные формации (континентальная пестроцветная и карбонатно-терригенная) заходят далеко за границу дорифейской платформы, распространяясь во внешней и частично во внутренней зонах Предкарпатского прогиба (см. рис. 1, 2). Возобновление прогибания и осадконакопления в юрском и меловом периодах на окраине платформы происходило одновременно с регенерацией геосинклинального режима в Карпатах, где сформировалась флишевая формация. Геосинклинальный бассейн в меловом периоде, по всей вероятности, отделялся от платформенного бассейна кордильерой, сложенной формациями байкальского и каледонского циклов. Простираение этой кордильеры, как свидетельствуют материалы структурных и литологических исследований, было близким положению Предкарпатского разлома. Завершение развития Карпатской геосинклинали в альпийскую эпоху произошло в неогене и характеризуется образованием краевого прогиба. Последний в процессе своего развития мигрировал в сторону древней платформы, охватив почти все ее палеозойское складчатое обрамление. Не втянутым в завершающий этап развития геосинклинали остался только Немировский участок этого обрамления, который принадлежит эпипалеозойской платформе (Сеньковский, Різун,

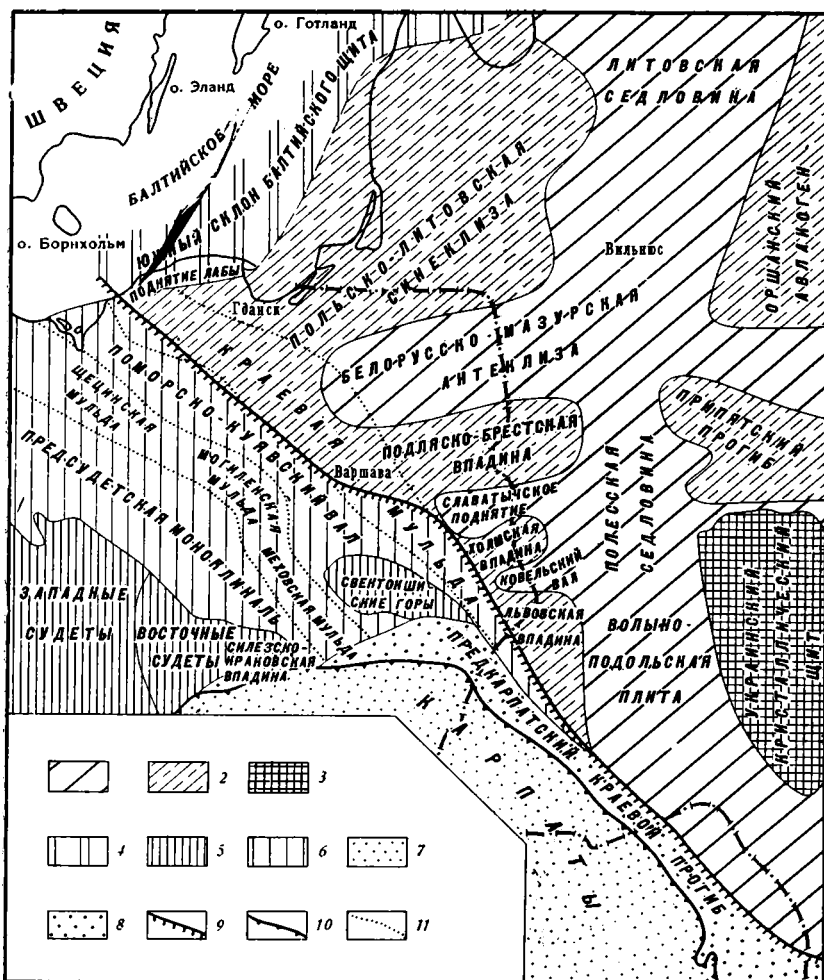


Рис. 3. Положение юго-западной границы Восточно-Европейской платформы (при составлении схемы использованы материалы советских и польских геологов) 1—4 — Восточно-Европейская дорифейская платформа: 1 — территория с приподнятым залеганием кристаллического фундамента, покрытые маломощным осадочным чехлом, 2 — области с относительно глубоко опущенным кристаллическим фундаментом, перекрытым мощным осадочным чехлом, 3 — выходы на поверхность пород кристаллического фундамента, 4 — склон Балтийского кристаллического щита; 5—6 — эпипалеозойская платформа: 5 — складчатые палеозойские сооружения, 6 — восточная часть эпипалеозойской платформы; 7—8 — Карпатская складчатая область альпид: 7 — складчатые Карпаты, 8 — Предкарпатский краевой прогиб; 9 — юго-западная граница Восточно-Европейской платформы; 10 — северо-восточная граница Складчатых Карпат; 11 — границы тектонических элементов пермско-мезозойского осадочного чехла

1969). На юге, наоборот, Косовская впадина внешней зоны Предкарпатского прогиба в основном образовалась на дорифейской платформе. С прохождением заключительных фаз альпийского тектогенеза происходит завершение развития Предкарпатского прогиба, и вместе с тем окончательно определилось положение юго-западной границы Восточно-Европейской платформы (рис. 3). Таким образом, дорифейская Восточно-Европейская платформа в пределах запада Украины контактирует с эпипалеозойской платформой на участке от государственной границы СССР с Польшей до Жидачева, а на остальной территории — с Пред-

карпатским краевым прогибом. Граница между древней и молодой платформами проходит по Рава-Русскому разлому, а между древней платформой и Предкарпатским прогибом на участке Жидачев — Отыня — по Калушскому разлому, на участке от Отыни до Заболотовского поперечного разлома — по Ивано-Франковскому грабену и, наконец, на юге исследуемая граница теряет четкую связь с разломной тектоникой и проводится по северо-восточной границе распространения молассовой формации неогена.

На территории Польши граница Восточно-Европейской платформы протягивается в северо-западном направлении от Равы-Русской, севернее Руды-Любичкой, Люблина и Коцка, южнее Варшавы до Кошалина (Zelichowski, 1964; Znosko, 1965).

Литература

- Богданов А. А., Кельбель Г., Зноско Е. О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1964, № 3.
- Богданов А. А. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы.— Вестн. Моск. ун-та, 1968, № 5.
- Буров В. С., Федущак М. Ю. О блоковом строении Сандомирско-Добруджинской гряды.— В кн.: Тектоника Карпат. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., «Недра», 1968.
- Доленко Г. Н. Строение фундамента Предкарпатского прогиба.— В сб.: Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений, вып. 1. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Доленко Г. Н., Сеньковський Ю. М., Різун Б. П. Про границю Східно-Європейської платформи в межах Львівського палеозойського прогину і суміжних територій.— Доповіді АН УРСР, 1967, № 9.
- Журавлев В. С., Раабен М. Е. Байкалidy Европы и послерифейская история их развития.— В кн.: Орогенические пояса. Докл. сов. геологов на XXIII сессии Международ. геол. конгр. М., «Наука», 1968.
- Иголкина Н. С., Кириков В. П., Кривская Т. Ю. Основные этапы формирования осадочного покрова Русской платформы.— Сов. геология, 1970, № 11.
- Котык В. А. О границе нижнего и среднего девона Вольно-Подолии.— Сов. геология, 1971, № 3.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Пожарыский В., Томчик Г. Структурно-фациальные зоны в палеозое северной и восточной Польши.— Вестн. Моск. ун-та, 1968, № 2.
- Самойлюк А. П. Глубинное строение северо-восточного склона Украинских Карпат и Предкарпатского прогиба в связи с нефтегазоносностью по данным сейсмических исследований. Автореф. канд. дис. Львовск. гос. ун-т, 1971.
- Сандлер Я. М., Глушко В. В. Складчатый силур в северо-западной части Львовской области.— Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 4.
- Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Клущин В. И. Галицийская складчатая область рифейд и каледонид и их предгорный прогиб.— В кн.: Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Сеньковський Ю. М., Різун Б. П. Про тектонічну приналежність території, розташованої між Рава-Руським і Городоцьким розломами на заході України.— Доповіді АН УРСР, 1969, № 12.
- Утробин В. Н. О структурных связях геосинклинальных и платформенных областей на примере сочленения Карпат и Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Орогенические пояса. Докл. сов. геологов на XXIII сессии Международ. геол. конгр. М., «Наука», 1968.
- Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1970, № 2.
- Bogdanow A. A. Über einige allgemeine Fragen der Tektonik alter Tafeln am Beispiel der Osteuropäischen Tafel. Geologie, 14, H. 9. Berlin, Akademie-Verlag, 1965.
- Stille H. Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde des Gesamteuropäischen.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1950, No. 100.
- Znosko J. Jetzige Kenntnis über die Kaledoniden und die Grenze der Osteuropäischen Tafel in Polen.— Ber. geol. Ges. DDR, 1965, Bb. 10, № 2.
- Zelichowski A. Zarys budowy geologicznej Lubelskiego basenu Karbońskiego.— Przegl. geol., 1964, No. 10.

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР
Львов

Статья поступила
9 ноября 1971 г.

УДК 551.24.035 (575.13)

А. И. РЫБИН

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФЕРГАНСКИХ СКЛАДОВ

Ферганские складки относятся к наиболее изученным в альпийском Тянь-Шане, и относительно их происхождения был высказан ряд предположений. В статье обсуждаются различные предположения, объясняющие происхождение ферганских складок.

Для объяснения происхождения покровных складок западного Тянь-Шаня В. И. Попов (1938) применил гипотезу так называемого гравитационного тектогенеза, согласно которой предполагается скольжение под влиянием силы тяжести слоев осадочных пород друг относительно друга. В обоснование этой гипотезы им были приведены весьма убедительные доводы. Вслед за ним С. С. Шульц (1948), считал, что генезис покровных складок обусловлен гравитационными напряжениями, возникающими на крыльях крупных складок основания, в том случае, когда последние приобретают значительную крутизну. Действительно, для проявления гравитационного тектогенеза необходим достаточно большой наклон слоев. Считается, что для сползания слоев осадочных пород под влиянием силы тяжести нужен угол падения не менее 10° . На этом основании В. В. Белоусов (1954) одно время неосторожно отрицал возможность проявления гравитационного тектогенеза, а потом (Белоусов, 1962) признал его. Случай проявления гравитационного тектогенеза привел О. А. Рыжков (1959) для северного склона хребта Каратау, где углы падения слоев мезозойских и палеогеновых отложений достигают $30-40^\circ$ ¹.

И все же в применении к Фергане гипотеза гравитационного тектогенеза встречает значительные трудности. Основное затруднение, как замечают В. Г. Клейнберг и С. Н. Симаков (Симаков и др., 1957), состоит в том, что гравитационный тектогенез предусматривает движение масс внутрь впадины. Этому движению должен был бы соответствовать наклон складок и разрывных дислокаций к периферии впадины. А между тем в действительности складки наклонены к центру или оси впадины, т. е. в сторону, обратную предполагаемому движению масс, и движение масс происходило не вниз, как требует гравитационный тектогенез, а вверх, вопреки силе тяжести. Разломы по южным границам хребтов Гузан, Каратау, Белесенок также наклонены к центру или оси впадины. Поэтому В. И. Попов вынужден трактовать их не как надвиги (или взбросы), а как поддвиги (или подбросы).

Такую трактовку принял А. И. Суворов (1954) для объяснения происхождения северо-западного наклона складок в предгорьях Ферганского хребта. Он считал, что этот наклон обусловлен, вероятнее всего, активным воздействием палеозойских масс Ферганского хребта, которые вдвигались и поддвигались под мезо-кайнозойский покров, в сторону внутренних частей Ферганы. Аналогичное предположение А. И. Суворов

¹ Все упомянутые в статье тектонические районы выделены автором в его работе «Тектоническое районирование Ферганской впадины по геофизическим работам» (Рыбин, 1959).

(1954) сделал и в отношении южных предгорий Ферганы (севернее впадины 40-й параллели), говоря о «натиске» основного массива Туркестано-Алайского обрамления, приложенного к глубинным частям палеозоя и направленного к северу, во внутреннюю часть Ферганы. Однако представление о таком «натиске» вызывает законное возражение. Дело в том, что в Туркестано-Алайской горной системе (вернее, в ее северном склоне — к югу от впадины 40-й параллели) тектонические движения были направлены на север (Вебер, 1937), и поэтому можно считать, что давление с юга было приложено к поверхностным частям палеозоя. И здесь поэтому непонятно, почему у А. И. Суворова место приложения «натиска» при переходе через впадину 40-й параллели к южным предгорьям Ферганы сместилось вниз в «глубинные части палеозоя» (Рыбин, 1962). Кроме того, остается не совсем ясным, почему же именно поддвиги, а не надвиги получили при этом преимущественное распространение. Неясна также причина отсутствия складок, параллельных Ферганскому хребту в его предгорьях, хотя, казалось бы, здесь существуют те же условия для проявления гравитационного тектогенеза, как и для остальных предгорий хребтов (Кураминского, Чаткальского, Алайского, Туркестанского).

Наконец, гравитационный тектогенез ничего не дает для уяснения происхождения всей Ферганской впадины. Между тем происхождение ферганских складок нельзя отрывать от происхождения всей Ферганской впадины в целом. Поэтому следует искать общую причину происхождения Ферганской впадины и ее складок. Правы в этом отношении В. Г. Клейнберг и С. Н. Симаков (Симаков и др., 1957), возражавшие против объяснения происхождения ферганских складок гравитационным тектогенезом. Им представляется более простым искать непосредственные причины складкообразования в тех движениях коры, в результате которых возникла сама впадина. Последняя возникла в результате сокращения коры в основном в субмеридиональном направлении, точнее вкрест общеферганскому (восточно-северо-восточному) простиранию (Рыбин, 1962). Поэтому естественно, что об образовании ферганских складок в результате бокового сжатия или бокового давления говорили многие геологи (Симаков и др., 1957; Зубов, 1958; Рыжков, 1958).

В связи со сжатием Ферганы в субмеридиональном направлении интересно отметить большую интенсивность складкообразования на Сарыкамышской (Канской) террасе (расположенной южнее Риштана или юго-восточнее Коканда) не только по сравнению с остальными площадями Ферганы, но даже и относительно сложно дислоцированного Южного борта. По нашему мнению, интенсивность складкообразования Сарыкамышской террасы связана с максимальной шириной Центральной плиты на меридиане террасы. Слабая дислоцированность мела — палеогена показывает, что боковое сжатие коры Центральной плиты оказалось чрезвычайно ограниченным. Поэтому в процессе сжатия Ферганы вкрест ее простиранию на район Сарыкамышской террасы пришлось сокращение коры большее, чем среднее сокращение коры в Фергане и Южном борту в целом. Это и вызвало усиление складкообразования на террасе.

Ф. Х. Зуннунов (1967) установил, что на севере Ферганы (на Северной террасе) складки наклонены в сторону ее периферии. Скорее всего этот наклон был вызван преимущественным давлением со стороны северного обрамления Ферганы. О таком давлении может свидетельствовать также наклон к периферии солевой антиклинали Кызылджар в северо-западной Фергане (в Западной впадине). Она наиболее близко расположена к Кураминскому хребту и, видимо, испытала с его стороны наибольшее воздействие, в отличие от солевых складок Акбель и Супетау, расположенных дальше от Кураминского хребта и наклоненных к оси Ферганской впадины.

Исходя из наличия субмеридионального сжатия коры Ферганы, А. М. Акрамходжаев и Б. Б. Ситдинов (1971) обратили внимание на возникающие вследствие этого напряжения разрывные дислокации.

Однако признание бокового сжатия пород покрова также не много может дать для объяснения наклона ферганских складок к оси впадины: в соответствии с хорошо известным правилом Леукса, выражающимся в надвигании поднятий на впадины (Шульц, 1948), мы должны были бы ожидать движение масс, как правило, от периферии к оси впадины.

Наиболее естественно обратный наклон складок объяснили В. Н. Брюханов и Л. Н. Смирнов (1956). Они предположили, что в Фергане формирование складок, обращенных крутыми крыльями к горному обрамлению, вызвано не столько гравитационным сползанием, сколько выжиманием пластичных масс из наиболее глубоко опущенных частей впадины. При предполагаемом объяснении положении крутых крыльев оказывается вполне естественным — они показывают общее направление движения масс. В 1959 г. автор присоединился к этой гипотезе. Затем и В. Е. Хаин (1964) назвал такое толкование «правдоподобным».

Действительно, значительный наклон поверхности фундамента в бортовой зоне (следствие сокращения коры) ведет к большому градиенту мощностей покрова, а это, в свою очередь, благоприятствует различным внутри- и межпластовым перемещениям масс, особенно пластичных. Соотношения здесь во многом напоминают картину движения масс из геосинклинали перед ее поднятием, подробно описанную В. В. Белоусовым (1954). Выжимание палеогеновых глин под боковым давлением в осевую часть складки было установлено О. А. Рыжковым (1959) для многих складок сохской, риштанской, чимионской групп южной Ферганы. Несомненно, этим обусловлен наклон к оси впадины солевых антиклиналей Акбель и Супетау северо-западной Ферганы. В пользу гипотезы В. Н. Брюханова и Л. Н. Смирнова говорит также то, что образование столь широко распространенной в Фергане гребневидной складчатости естественно связывать с оттоком пластичного материала из-под широких плоских синклиналей и нагнетанием его в ядра гребневидных антиклиналей (Белоусов, 1954).

По В. Г. Клейнбергу и С. Н. Симакову (Симаков и др., 1957) в Южно-Аламышкской, Андижанской и Палванташской складках юго-восточной Ферганы, хорошо изученных буровыми работами в связи с их нефтеносностью, мощность глин палеогена явным образом увеличивается от крыльев к своду антиклиналей. Какого-либо изменения фаций при этом не отмечается. Эти складки С. С. Шульц (1948) именует постседиментационными. Их происхождение нельзя объяснить иначе, как послойными течениями в покрове после его образования. Указанные случаи дали В. Г. Клейнбергу и С. Н. Симакову (Симаков и др., 1957) основание отрицать уменьшение мощностей в сводах складок, названных С. С. Шульцем (1948) конседиментационными. Они думают, что уменьшение в них мощностей установлено якобы «случайными» замерами и «не представляют типичного случая». В. Г. Клейнбергу и С. Н. Симакову было не ясно, что постседиментационные и конседиментационные складки — это совершенно различные типы складок.

Вместе с тем можно сказать, что выжимание масс под боковым давлением устанавливается (или предполагается) все в большем числе случаев, особенно, когда выполнены достаточно детальные съемочные или буровые работы. Оно играет гораздо большую роль в образовании складок, чем это считалось раньше. Большое значение «тектонике истечения» придается и за рубежом, в частности при объяснении происхождения складчатости Альп (Волин, 1959).

По В. В. Белоусову (1954) интенсивность горизонтального истечения будет возрастать с увеличением градиента мощностей и давления. Однако при достаточно большом градиенте мощностей, т. е. в нашем случае

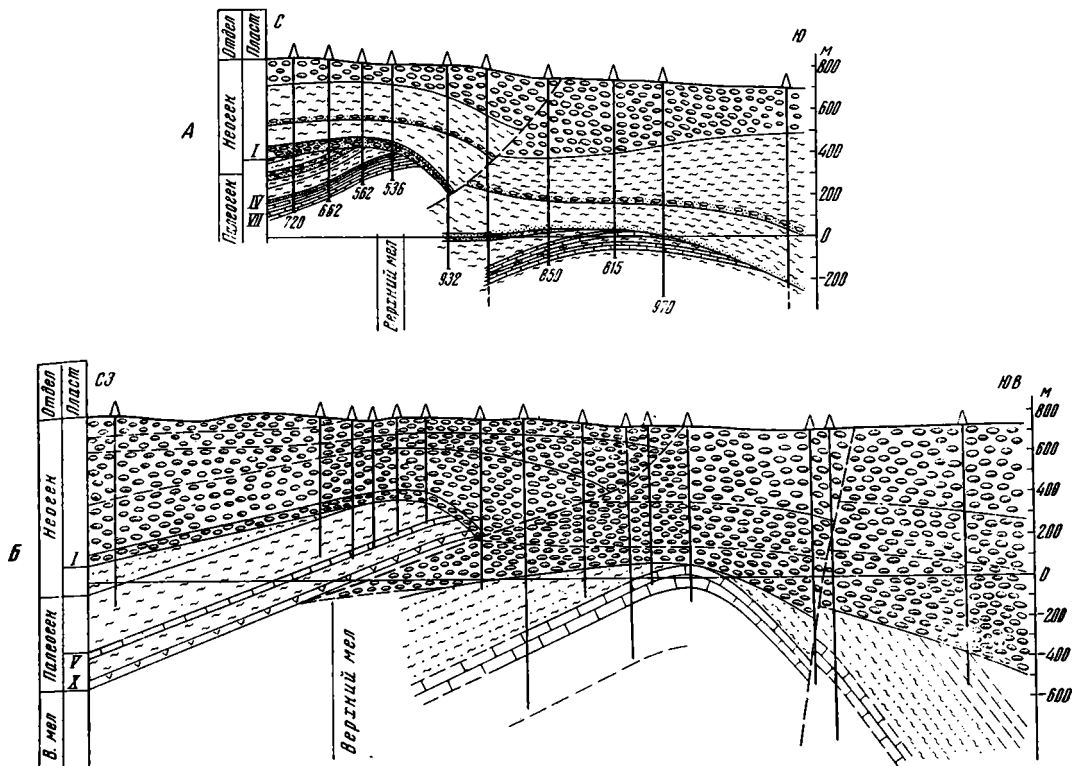


Рис. 1. Геологические разрезы вкрест простирания антиклинали Южный Аламышик. А — по А. И. Зерновой и Т. М. Морозовой; Б — по К. А. Грудкину, И. М. Михайлову и Л. П. Полкановой

при достаточно крутом наклоне поверхности фундамента, выжимание будет затруднено из-за значительной работы по преодолению силы тяжести. В частности, подобное выжимание, по-видимому, отсутствует на северном склоне хребта Каратау. Поэтому не исключено, что существует оптимальный региональный наклон, наиболее благоприятствующий образованию складок течения. Если это так, то этот оптимальный угол наклона близок к 10° (Рыбин, 1959).

Вероятно, и в геосинклиналях движение масс наружу перед поднятием коры (перед образованием орогена) происходит наиболее энергично по достижении градиента мощностей осадочных пород, соответствующего углу порядка 10° . Конечно, этот оптимальный угол зависит и от состава пород. Так, относительное увеличение количества пластичных пород (глин, гипсов, соли), естественно, ведет к уменьшению оптимального угла. Но в настоящее время мы едва ли можем обсуждать такие тонкости.

И все же гипотеза Б. Н. Брюханова и Л. Н. Смирнова вряд ли приложима к объяснению происхождения Южного Аламышика (рис. 1), а также Андижанской, Сузакской и многих других надвиговых складок Ферганы. Вопрос стоит здесь так: может ли пластичное перемещение гипсов или глин из-под опущенной части впадины к ее периферии вызвать одновременное перемещение к периферии всей вышележащей толщи? Этот вопрос пока не решен. Но даже если бы такое перемещение было возможно, то мы имели бы на поверхности видимый наклон складок не к оси впадины, а к ее периферии, ибо по закону вязкого течения верхние пласты отставали бы в своем движении относительно нижних. Поэтому возможности выжимания пластичных масс к периферии для объяснения

преобладающего наклона ферганских складок к оси впадины весьма ограничены.

В этих условиях привлекает внимание объяснение наклона складок к центру бассейна (впадины) в направлении увеличения мощности сминаемых толщ, предлагаемое Л. У. де Ситтером (1960): боковое сжатие (снова контракция коры!) создает концентрическую складчатость, которая является преимущественно первоосновой других типов складчатости¹. Поскольку радиус кривизны находится в прямой зависимости от мощности сминаемой в складки толщи, то у крыла, обращенного к краю бассейна, радиус будет короче и соответственно оно будет круче противоположного крыла (рис. 2). Соотношение между мощностями сминае-

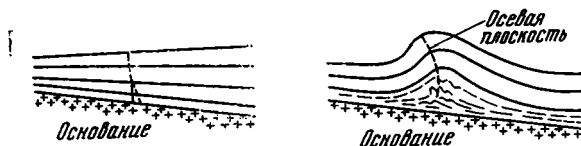


Рис. 2. Асимметричная складка на краю бассейна, возникающая вследствие изменения мощности осадочных толщ. По Л. У. де Ситтеру, 1960

мых толщ и размером складок Ситтер убедительно демонстрирует на примере складок Рекуле и Лэгерн из Юрских гор². Осевая плоскость концентрической асимметричной антиклинали обязательно наклонена в сторону противоположную крутому крылу и поэтому ось складки на глубине смещена в сторону более пологого крыла (рис. 2). И действительно, на Южном Аламышике осевая плоскость молассовой складки наклонена на север (см. рис. 1). На некоторой глубине уже невозможно сохранение концентричности ввиду недостатка пространства (рис. 3).

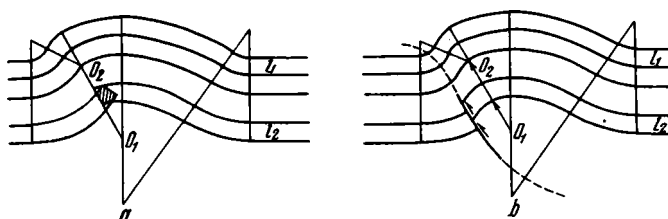


Рис. 3. Возникновение надвига в асимметричной антиклинали. Заштрихована часть слоя, которая была исключена при составлении разреза. По Л. У. де Ситтеру, 1960

Поэтому на этой глубине возникает разрыв пластов, преимущественно на более изогнутом и поэтому более ослабленном крутом крыле. Глубже этот разрыв сливается с пластом некомпетентной (мягкой, пластичной) породы, и таким путем надвиг из секущего в верхних горизонтах превращается на глубине в пластовый. Такие складки и называются надвиговыми. А. И. Суворов (1954) называет их складками срыва, но приписывает им, как указано, другой генезис.

Надвиговые складки естественно отсутствуют в ядре впадины (Центральная плита, Северная терраса, возможно, Западная впадина) из-за незначительного регионального наклона поверхности фундамента и вы-

¹ Поскольку с точки зрения геометрии две кривые могут быть точно параллельными, не будучи при этом концентрическими, то следует вместо «концентрической складки» использовать термин «параллельная складка» (Деннис, 1971). Действительно, на рис. 2, изображена не концентрическая, а параллельная складка.

² Хребет Лэгерн расположен на правом берегу Лиммата — правого притока Ааре, впадающей слева в Рейн, а Вуаш-Рекуле — горная цепь Юры южнее Женевы.

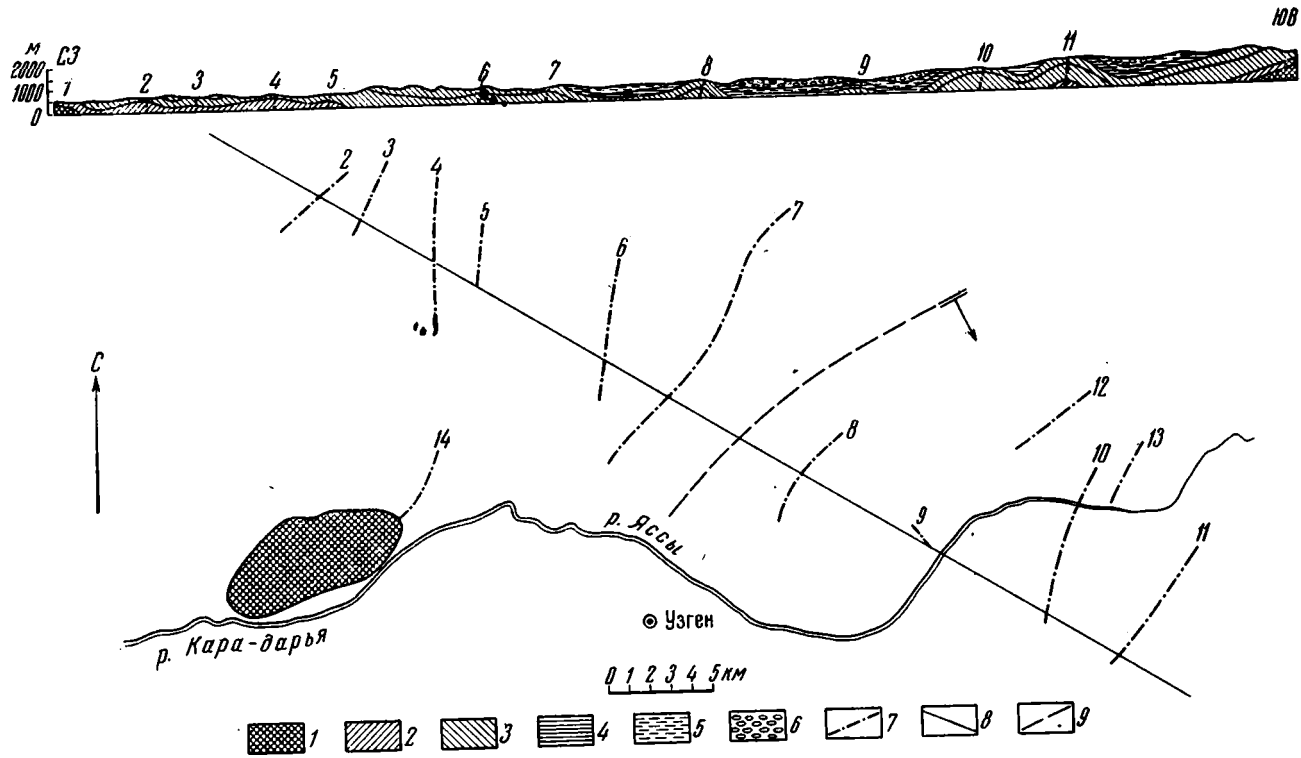


Рис. 4. Геологический разрез юго-восточной Ферганы. По В. А. Бабахяну
 1 — палеозой; 2 — юра; 3 — мел; 4 — палеоген; 5 — массагетский ярус; 6 — бактрийский и сохский ярусы; 7 — структурные носы или антиклинали; 8 — местоположение разреза; 9 — изогипса раздела Мохоровичича и направление его падения. Цифры на рисунке обозначают структурные носы или антиклинали: 1 — Джалал-Абадская; 2 — Текеташский; 3 — Кайнарский; 4 — Сарыкамышский; 5 — Маркайский; 6 — Шурабашатский; 7 — Джиландинский; 8 — Зергерская; 9 — II Мирзаакинская; 10 — Семизгульский; 11 — Кондувинский; 12 — Донгузтауский; 13 — Кошбулакский; 14 — Сугандинский

шележащих слоев. Нет их и на северном склоне хребта Каратау. Поэтому не исключено, что угол наклона слоев порядка 10° будет оптимальным и для образования надвиговых складок.

Все изложенные способы образования ферганских складок ведут к тому, что складки располагаются параллельно изолиниям мощностей покрова, в частности линиями, имеющими большое значение при поисках погребенных складок, перспективных в отношении нефтегазоносности. Эта особенность ферганских складок сближает их с линейными складками геосинклиналей. Нередко, однако, складки располагаются группами (например, Науская, Ачисайская группы складок), отличаясь в этом отношении от линейной складчатости геосинклиналей. Имеются и другие отличия, на которых мы не останавливаемся.

Однако и предположение Ситтера не может объяснить однообразный наклон к северо-западу, в сторону оси впадины складок восточной и юго-восточной Ферганы (Симаков и др., 1957), где нет ощутимого регионального наклона поверхности палеозоя и где трудно говорить о влиянии давления со стороны северного обрамления Ферганы. Особенно отчетливо и на большом протяжении эта асимметрия наблюдается в Узгенской впадине, складки которой надвинуты от Джалал-Абада или массива Сюрентюбе на юго-восток (рис. 4). Это надвигание обусловлено не обычным, а глубинным гравитационным тектогенезом: сползанием в том же направлении (на юго-восток) всей толщи земной коры по поверхности Мохоровичича под влиянием силы тяжести (Рыбин, 1962).

Такое предположение недавно подтвердили А. М. Акрамходжаев, М. С. Сайдалиева (1971). По их мнению, глубинный гравитационный тектогенез может играть значительную роль в формировании структур покрова Ферганы.

Изложенное позволяет районировать Ферганскую впадину по генетическим типам складчатости, ибо они естественно распределяются по тектоническим районам. Этим решена задача, поставленная в 1959 г. в результате критики предшествующих схем тектонического районирования Ферганы (Рыбин, 1959). В ядре впадины распространены складки основания, обремененные изгибам фундамента, и флексурные складки, обусловленные разломами фундамента. В Западной впадине эти складки осложнены соляной тектоникой. В бортовой зоне распространены надвиговые складки и изредка складки течения, складки основания (последние в глубоко опущенной части Восточного замыкания). Наконец, в цепи окраинных впадин (в том числе по границе с Южным бортом) и Ачисайском блоке (на востоке Ферганы) распространены флексурные складки.

Резюмируя, можно сказать, что как складки основания, так и флексурные обязаны своим возникновением непосредственному влиянию на покров (мезо-кайнозоя) сокращения коры. Кроме того, при сокращении коры происходит преобразование горизонтальных поверхностей в наклонные, что ведет к большому градиенту мощностей покрова (неоген-антропогена). В свою очередь это благоприятствует возникновению надвиговых складок в соответствии с механизмом, предложенным Ситтером, а частично, возможно, и выжиманию пластичных масс из глубоко опущенных частей впадины к периферии. Другими словами, сокращение коры влияет на образование складчатости покрова как непосредственно, так и косвенно через образование значительных градиентов мощностей покрова. Поэтому сокращение коры (вместе с глубинным гравитационным тектогенезом) позволяет объяснить как происхождение самой Ферганской впадины, так и причину альпийского складкообразования в ней.

Мы не останавливаемся на роли изостазии в происхождении Ферганской впадины, поскольку изостазия не имеет прямого отношения к происхождению складок. Отметим лишь, что Фергана это классический регион нарушения изостазии, вызванного сокращением коры (Рыбин, 1962).

Литература

- Акрамходжаев А. М., Сайдалиева М. С. Ферганский нефтегазоносный бассейн. «Недра», 1971.
- Акрамходжаев А. М., Ситдииков Б. Б. О динамической связи главнейших структур Ферганской впадины с Таласо-Ферганским сдвигом.— Узб. геол. ж., 1971, № 2.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники, 2-е изд., Госгеолтехиздат, 1962.
- Брюханов В. Н., Смирнов Л. Н. О вторичной дисгармонии складок переходного типа.— Тр. Всес. аэрогеол. треста, вып. 2, 1956.
- Вебер В. Н. Южная Фергана.— В сб.: Геология Узбекской ССР, т. 1, 1937.
- Волин А. В. Гравитационный тектогенез и тектоника истечения. Обзор зарубежной литературы.— Сов. геология, 1959, № 8.
- Грудкин К. А., Полканова Л. П. О соотношении структурных этажей антиклинали Южный Аламышик.— Геол. нефти и газа, 1961, № 2.
- Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. «Мир», 1971.
- Зубов И. П. Впадины Средней Азии.— В сб.: Тектоника нефтеносных областей, т. II, Госгеолтехиздат, 1958.
- Зуннунов Ф. Х. Тектоника третичных отложений северной части Ферганской межгорной впадины по данным сейсморазведки методом отраженных волн. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1967.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во Комитета наук УзбССР, 1938.
- Рыбин А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по геофизическим работам.— Узб. геол. ж., 1959, № 5.
- Рыбин А. И. К вопросу о происхождении альпийского Тянь-Шаня. Узб. геол. ж., 1962, № 4.
- Рыжков О. А. Тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Автореф. докт. дис. Ташкент, 1958.
- Рыжков О. А. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Изд-во АН УзбССР, 1959.
- Симаков С. Н., Клейнберг В. Г., Воробьев А. А., Запрудская М. А., Нарижная В. Е., Пояркова З. Н., Хуторов А. М. Геологическое строение и нефтегазоносность Ферганы.— Тр. ВНИГРИ, 1957, вып. 110.
- Ситтер Л. У., де. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Суворов А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 158.
- Хан В. Е. Складчатые сооружения и основные элементы их строения.— Изв. ВУЗов. Геол. и разведка, 1964, № 1.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня.— Зап. Всес. геогр. о-ва. Нов. сер. 1948, т. 3.

Трест «Спецгеофизика»

Статья поступила
16 декабря 1971 г.

УДК 551.24.035(479.22)

В. Н. ШОЛПО

СКЛАДЧАТОСТЬ СВАНЕТСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Сванетский антиклинорий Большого Кавказа является уникальным регионом, где можно наблюдать складки в альпийском комплексе осадков и структуры доальпийского фундамента в единой зоне. В пределах Сванетского антиклинория развиты различные морфологические типы складчатости, характерные для геосинклинальных областей. Перерывы осадконакопления и угловые несогласия в разрезе отложений свидетельствуют о длительности развивавшихся здесь деформаций, происходивших, однако, на всех этапах по единому плану и сформировавших единую структуру антиклинория. Сходство сформировавшейся структуры в своих основных принципиальных чертах с некоторыми другими областями Кавказа (Сланцевый Дагестан) позволяет предполагать сходство и в условиях образования деформаций.

Для решения кардинальных вопросов механизма складкообразования большое значение имеет взаимоотношение и относительная степень деформированности различных структурно-исторических комплексов, слагающих какую-либо единую крупную структуру. С этой точки зрения Сванетский антиклинорий, расположенный на южном крыле западной половины мегантиклинория Большого Кавказа, является чрезвычайно интересным объектом для исследования. Этот участок складчатой системы южного склона оказывается наиболее приподнятым, и здесь можно наблюдать не только весь комплекс осадков альпийского цикла развития, но и подстилающее его основание. Кроме того, осевая часть альпийской геосинклинали Большого Кавказа, начиная с нижней юры, располагалась в пределах Сванетии, и все стадии геосинклинального процесса тут получили наиболее полное развитие.

Обсуждение любых вопросов, связанных с проблемой складкообразования, должно начинаться с детального изучения морфологии складчатых, разрывных и иных структур, образующих в совокупности складчатую область. Это та основа, на которую должны опираться все наши представления об условиях деформации пород. Однако, несмотря на довольно хорошую геологическую изученность Кавказа, в целом, и Сванетии, в том числе, до сих пор специального внимания изучению складчатости Сванетского антиклинория не уделялось, и в литературе имеются только самые общие описания его структуры, которые сводятся к тому, что подчеркивается развитие интенсивной полной складчатости, близкой к изоклинальной. В несколько более выгодном положении оказываются палеозойские толщи ядра антиклинория, стратиграфии и тектонике которых в последние годы посвящен целый ряд работ, а главные итоги этого изучения сведены в двух монографиях (Адамия, 1968; Солин, 1971). Но если о структурах палеозоя мы сейчас имеем довольно конкретные данные, хотя быть может и недостаточно детальные, то о складчатости и иных структурных формах в мезозойских толщах, обрамляющих древнее ядро антиклинория, существуют крайне схематичные представления.

Всеми авторами так или иначе отмечается общее опрокидывание всех складок к югу (Милановский, Хаин, 1963; Гамкрелидзе, 1964).

Иногда даже говорится, что, несмотря на наличие изоклинальных складок — этого очевидного свидетельства интенсивных деформаций, Сванетский антиклинорий «в структурном отношении не отличается сложным строением» (Гамкрелидзе, 1964, стр. 464). Хотя, как известно, у нас нет твердой меры для установления степени сложности того или иного региона, но все же можно утверждать, что в Сванетском антиклинории на сравнительно ограниченной площади удается наблюдать почти все основные типы складок, характерные для складчатых областей вообще. Основная задача настоящей статьи сводится к тому, чтобы восполнить существующий пробел и дать описание складок и других структурных форм, развитых в пределах Сванетского антиклинория, главным образом в альпийском комплексе осадков. Весь фактический материал, использованный для описания структур, собран во время полевых работ Кавказской тектонической экспедиции ИФЗ АН СССР в 1968—1971 гг. посвященных специально изучению складчатости Сванетского антиклинория.

Однако для того, чтобы составить более полное представление о Сванетском антиклинории, как единой целостной структуре, нами будут использованы данные М. Л. Сомина, А. А. Белова и Ш. А. Адамия при описании стратиграфии и структуры его ядра. Оно сложено метаморфизованными породами среднего и верхнего палеозоя, а также предположительно триаса; эти отложения обрамления преимущественно аспидно-сланцевыми толщами нижнего и среднего лейаса (рис. 1). Крылья антиклинория образованы песчано-сланцевыми породами верхнего лейаса и отчасти средней юры, причем на южном крыле широкое развитие получают вулканогенные породы байоса, а на северном — терригенные толщи средней юры, постепенно переходящие к карбонатным породам верхней юры и нижнего мела.

На севере Сванетский антиклинорий по Главному Кавказскому надиугу граничит с кристаллическими породами докембрия и нижнего палеозоя, образующими здесь высоко приподнятый блок в ядре мегантиклинория Большого Кавказа; на юге граница его может быть условно проведена по цепочке депрессий, выполненных отложениями палеогена и неогена и отделяющих складчатую область Большого Кавказа от области пологих простых структур, развивавшихся на месте срединного массива начала альпийского цикла — Грузинской глыбы. Наиболее приподнятая часть Сванетского антиклинория, с выходами палеозоя в ядре, располагается в бассейнах рек Ингури и Цхенис-цкали. К востоку и к западу от этого участка все структуры погружаются, причем к востоку погружение происходит более резко — по простиранию в этом направлении антиклинорий кулисообразно подставляется флишевым синклинорием, выполненным породами верхней юры и мела. На запад же полоса развития сланцев лейаса южного крыла антиклинория протягивается довольно далеко — до бассейна р. Шахе, где она смыкается с лейасом, обрамляющим центральное ядро мегантиклинория. Осевая же часть Сванетского антиклинория срезана на западе Главным Кавказским надвигом в междуречьи рек Ненскра и Сакен.

В какой-то мере рассматриваемая область занимает на Западном Кавказе положение, аналогичное Сланцевому Дагестану на Восточном. И в том и в другом случае это осевая часть альпийской геосинклинали с очень сходными, почти синхронными этапами и стадиями развития в мезо-кайнозое. Но если на Восточном Кавказе мы нигде не видим пород, подстилающих альпийский комплекс осадков, то в Сванетском антиклинории доальпийские породы слагают его ядро. Это делает особенно важным изучение складок и других деформаций именно в Сванетском антиклинории. И это должно стать серьезной проверкой представлений об условиях формирования складчатости, выработанных на материале Восточного Кавказа (Сорский, 1962, 1964; Шолпо, 1964).

Метаморфические породы палеозоя, обнажающиеся в ядре Сванет-

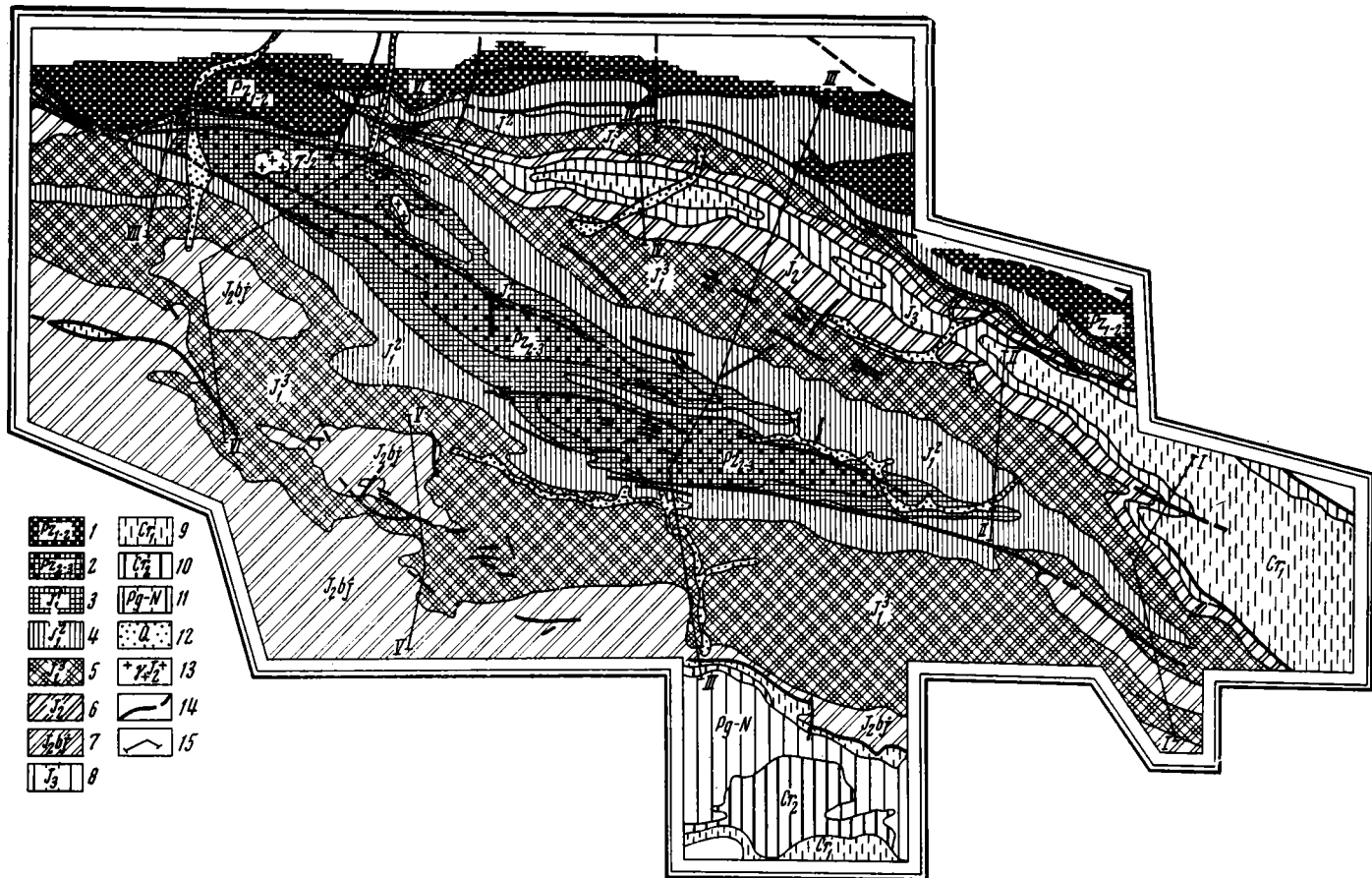


Рис. 1. Схема геологического строения Сванетского антиклинория. По данным съемок Сванетской ГСП Управления геологии ГрузССР. Условные обозначения: 1 — ниже- и среднепалеозойские породы Главного хребта; 2 — средне- и верхнепалеозойские породы в ядре Сванетского антиклинория — деская серия; 3 — нижний лейас; 4 — средний лейас; 5 — верхний лейас; 6 — средняя юра нерасчлененная; 7 — вулканогенные толщи байоса; 8 — верхняя юра; 9 — нижний мел; 10 — верхний мел; 11 — палеоген — неоген; 12 — четвертичные аллювиальные отложения; 13 — среднеюрские гранитоидные интрузии; 14 — разрывы; 15 — линии профилей

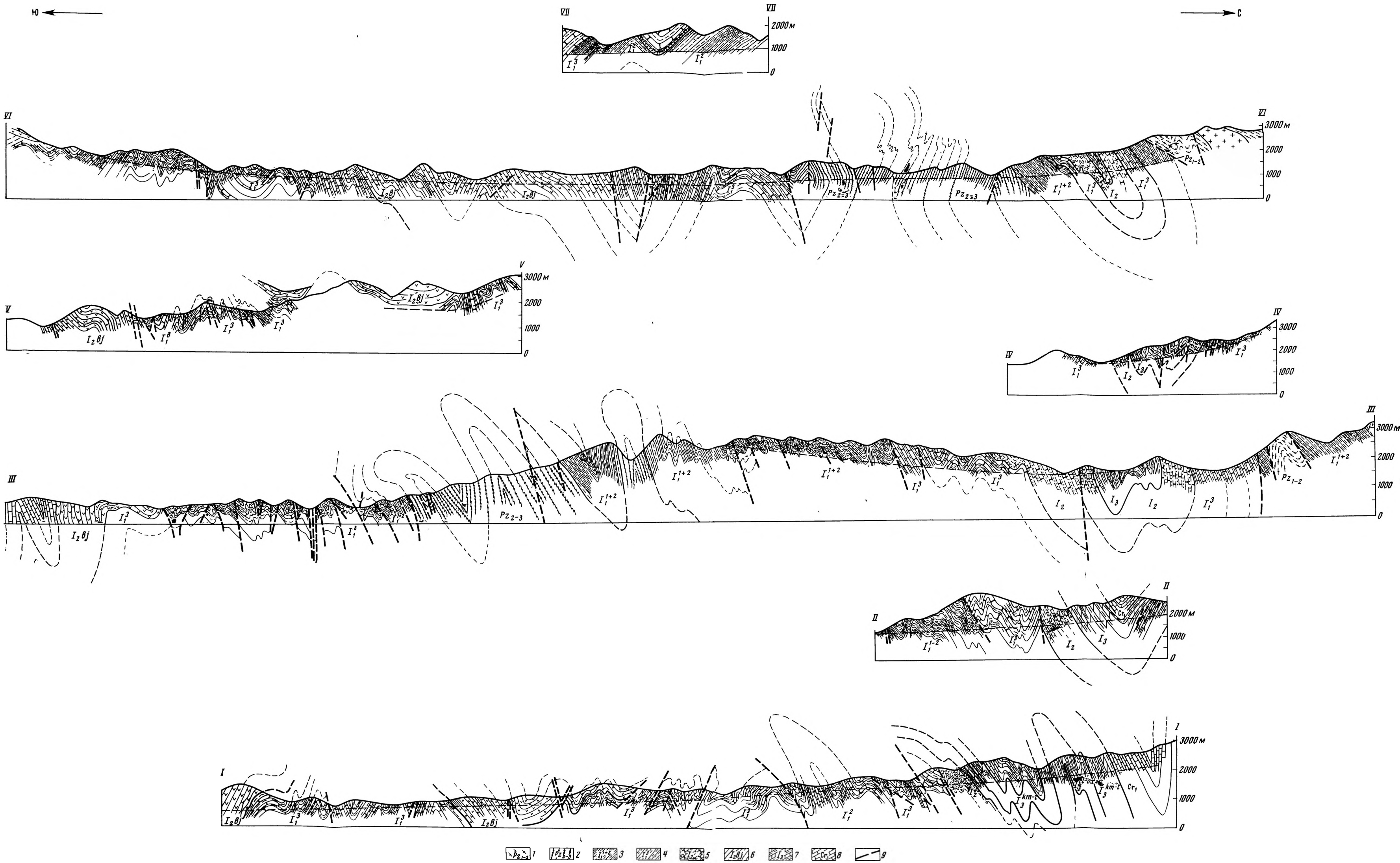


Рис. 2. Структурные разрезы через Сванетский антиклинорий. I—I — р. Лухуни-цкали; II—II — реки Корельдаш-Зесхо; III—III — реки Ласиль — Цхенис-цкали; IV—IV — руч. Пушкүэри; V—V — верховья рек Хеледулы и Техури; VI—VI — реки Ингур — Тхенши; VII—VII — р. Ненскра.

Условные обозначения:
 1 — нижний и средний палеозой Главного хребта; 2 — средний и верхний палеозой ядра Сванетского антиклинория — деская серия; 3 — нижний и средний лейас; 4 — верхний лейас; 5 — средняя юра не расчлененная; 6 — вулканогенный байос; 7 — верхняя юра; 8 — нижний мел; 9 — разрывы

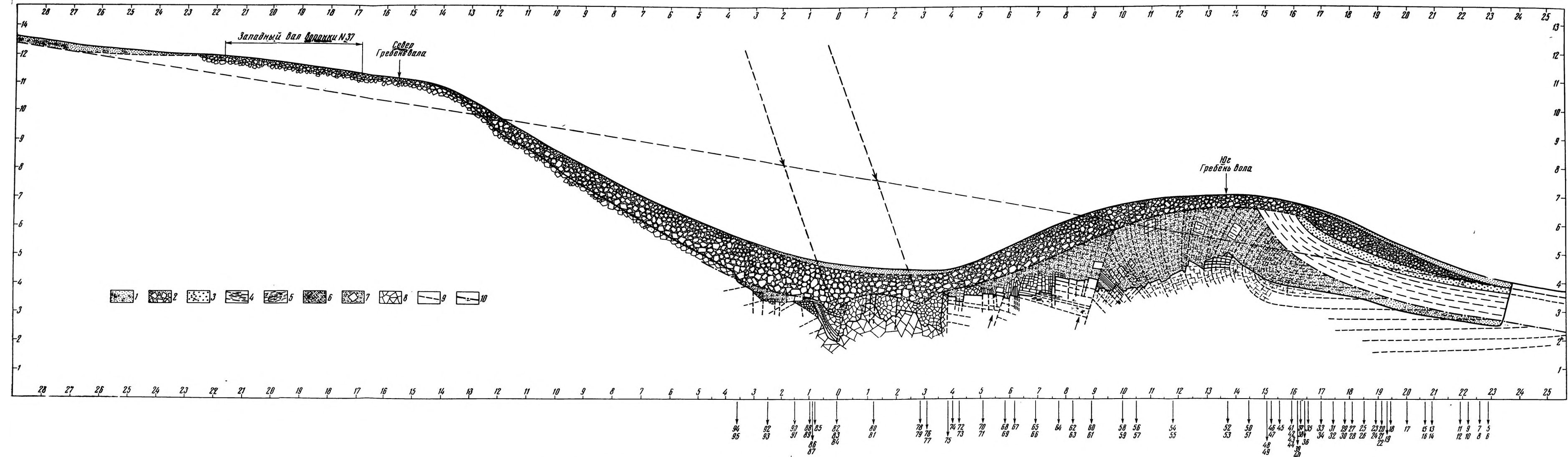


Рис. 2. Геологический разрез через кратер № 1: 1 — слой почвы, образовавшийся за период с 1947 по 1970 г.; 2 — аллогенная брекчия; 3 — слой почвы, образовавшийся до 1947 г.; 4 — элювий; 5 — монолитные пласты плотных вулканогенно-обломочных пород, ближе к центру кратера приподнятые и разбитые трещинами; 6 — предполагаемое залегание коренных пород в бортах канавы, прикрытых оползнями; 7 — отдельные блоки коренных пород, просвечивающие сквозь оползни; 8 — аутигенная брекчия; 9 — предполагаемый уровень поверхности до удара метеорита; 10 — предполагаемая граница коренных пород; 11 — дно канавы

ского антиклинория, объединяются в так называемую десскую серию. В последние годы десская серия была расчленена не только на пачки разного вещественного состава, но и достаточно обоснованно датирована (Славин, 1957; 1960; Сомин, Белов, 1967; Сомин, 1971). В ней выделяются девон, нижний и средний карбон, пермь и по аналогии с более западными разрезами (Красная Поляна) триас. Выходы этих пород образуют две разобщенные полосы, окруженные со всех сторон толщами лейаса¹. Северная полоса протягивается в общекавказском направлении от среднего течения р. Ненскра (правый приток Ингури) через вершину Киар, пересекает р. Ингури и вдоль гребня Сванетского хребта тянется до верховьев р. Ласиль (левый приток Ингури). Южная полоса вытягивается почти широтно от левых притоков р. Цхенис-цкали, пересекает эту реку выше сел. Лентехи и протягивается по северному склону Лечхумского хребта до сел. Сасаши. При этом два выхода пород десской серии кулисообразно подставляют друг друга, из-за чего в средней части Сванетский антиклинорий в поперечном сечении выглядит двугорбой структурой — два опрокинутых к югу антиклинальных поднятия, сложенных палеозойскими толщами, разделены синклиналью, выполненной лейасом.

Северное, Ингурское поднятие, как это было показано В. И. Славным, М. Л. Соминим и Ю. Г. Моргуновым (1962), представляет собой узкую тесно сжатую складку с пережатым замком. У уреза воды вдоль р. Ингури пласты стоят практически вертикально или очень круто падают к югу (рис. 2, разрез V—VI). Здесь в кристаллических кварцево-амфиболовых, биотито-кварцевых сланцах, переслаивающихся с кварцитами, линзами мраморов, прорванных мелкими интрузиями и разбитых разрывами, практически не представляется возможным без детального изучения разреза установить наличие антиклинали. К тому же все породы оказываются интенсивно плейчатými, гофрированными (рис. 3). Однако выше по склону, в обрывах г. Киар, можно видеть заворот слоев, их опрокидывание и грибообразный раздув замка складки. Северное крыло антиклинали осложнено мелкими, острыми складками, причем здесь возможно наметить среди них одну более крупную антиклиналь и синклиналь, отделяющую ее от основной складки.

К осевой части Ингурского поднятия приурочены выходы гранитоидных интрузий, возраст которых определяется как среднеюрский и по геологическим соотношениям (Сомин, 1971), и по данным абсолютного возраста (Афанасьев и др., 1960; Рубинштейн, 1967). Интрузии вытягиваются цепочкой строго вдоль оси антиклинального поднятия, и хотя по площади их выходы сравнительно невелики, ореол контактового метаморфизма довольно значителен. В результате вся западная половина северной полосы палеозойских пород несет следы сильного ороговикования, которое наложено на зеленокаменную фацию метаморфизма, характерную для десской серии (Сомин, 1971).

Южное антиклинальное поднятие — Цхенисцальское — по своему облику сходно с Ингурским; в основе его строения также лежат крупные изоклинальные складки, часто сильно сжатые, образующие веерообразные формы (рис. 2, разрез III—III). Широко развиты мелкие складки более высоких порядков. Расшифровка более детального строения Цхенисцальского поднятия затруднена однообразием состава и плохой фаунистической охарактеризованностью разреза десской серии в этом месте. Однако здесь все же могут быть намечены по крайней мере две крупные антиклинали и разделяющая их синклиналь (Адамия,

¹ На геологической схеме (рис. 1) палеозойские толщи показаны нерасчлененными, поскольку основная цель данной работы рассмотрение складчатости в мезозойских породах, а в картировании палеозоя пока еще много спорного, хотя наиболее приемлема карта М. Л. Сомина (1971).



Рис. 3. Мелкие дисгармоничные складки и плейчатость в породах десской серии. Ущелье р. Ингури

1968; Сомин, 1971). Все эти структуры опрокинуты к югу, а краевая южная антиклиналь образует нависающий козырек, где породы оказываются в перевернутом залегании.

Продольные и поперечные разрывы разделяют выходы десской серии на систему блоков, так что оба поднятия являются фактически горст-антиклинориями (Сомин, 1971).

Выходы десской серии повсюду обрамляются сланцевыми толщами лейаса. Очень часто контакты этих отложений тектонические, но все же в целом ряде мест наблюдается и ненарушенное разрывами взаимоотношение этих толщ. Во всех этих случаях отчетливо устанавливается трансгрессивное залегание юрских пород на более древних с базальными конгломератами в основании (Белов, Сомин, 1964; Сомин, 1971). Такие взаимоотношения юры с палеозоем видны в верховьях р. Хумпрери (левый приток Ингури), вблизи перевала Ласиль на Сванетском хребте, на северных склонах Лечхумского хребта по руч. Маргоули и в других местах. Кроме того, отмечается, что юрские породы ложатся в разных местах на разные горизонты десской серии. Так что перерыв осадконакопления перед началом юры и трансгрессивный характер контакта палеозоя и юры доказан со всей очевидностью.

В заключение описания структур в десской серии важно подчеркнуть, что, хотя эти толщи образуют сложную складчато-глыбовую структуру и хотя между палеозоем и юрой имеется четко фиксируемое угловое несогласие и перерыв, палеозойские образования в ядре антиклинория представляют собой не просто случайные куски или обрывки

герцинских структур, обнажившихся в результате размыва осевой части. Антиклинорное строение, вырисовывающееся для всей структуры в целом, характерно и для древних толщ, слагающих ее ядро. Сохраняется в целом и простираение всех структур, общее для складок и в палеозое и в мезозое.

Крылья Сванетского антиклинория асимметричны, и эта асимметрия как бы обратна тому, что ожидается при общем опрокидывании всей структуры к югу. Северное крыло оказывается узким, раздавленным и более крутым, чем южное. Ширина северного крыла от выходов палеозоя до Главного Кавказского надвига колеблется от 5 до 20 км, а ширина южного крыла по полосе выходов отложений того же возраста меняется от 20 до 35 км. Это обстоятельство накладывает отпечаток на общий облик складок, развитых на крыльях антиклинория, и определяет разное их строение. Но вначале отметим одну общую черту, имеющую, как нам кажется, большое значение для понимания условий формирования всей структуры. На обоих крыльях антиклинория согласно с общим простираением всей структуры на некотором удалении от ядра протягиваются крупные синклиналильные складки, которые по своим размерам (главным образом амплитуде) соизмеримы с поднятиями в ядре антиклинория. Так что эти синклинали вместе с антиклиналями ядра составляют складки первого порядка в системе антиклинория. На северном крыле это западное окончание флишевого синклинория, выполненного толщами верхней юры и мела. Эта складка протягивается вдоль Главного Кавказского надвига и вблизи него. На южном крыле соответствующая синклиналь выражена не столь четко, но все же достаточно определенно вырисовывается на карте по цепочке пятен байосских вулканогенных толщ, расположенных островками в поле развития лейаса (см. рис. 1). Северная флишевая синклиналь представляет собой узкую, сильно сжатую складку со сложным, как мы увидим дальше, внутренним строением. Южная синклиналь, хотя и оказывается достаточно глубоко прогнутой складкой, имеет гораздо более простое строение, более пологие углы наклона слоев на крыльях, значительно меньше внутренних осложнений.

Рассмотрим строение северного крыла Сванетского антиклинория сначала по одному поперечному сечению, расположенному в его средней части, одновременно сопоставляя его с соседними по простираению. Очень удачный поперечный разрез почти точно вкrest простираения лейасовых толщ можно наблюдать по левому притоку Ингури р. Ласиль, текущей на север с водораздела Сванетского хребта (см. рис. 2, разрез III—III). Сланцевые толщи нижнего и среднего лейаса образуют здесь серию тесно сжатых, близких к изоклинальным по облику, небольших складок. Поперечные размеры их достигают нескольких десятков, иногда сотни метров. Все складки несколько опрокинуты к югу, осевые поверхности их имеют наклон на север под углами 60—70°. Здесь же развит интенсивный совершенный кливаж, в общем параллельный осевым поверхностям складок. И поскольку падение слоев на крыльях очень близко по ориентировке к падению осевых поверхностей и кливажа, это сильно затрудняет наблюдение складок в целом. В нижней части разреза лейаса, вблизи контакта с палеозоем, где количество песчаных прослоев увеличивается, складки видны более четко. В сплошной же сланцевой толще только в замках, где слои пересекаются кливажом, можно отчетливо видеть перегибы слоев в складках. При этом не всегда удается увязать между собой отдельные замки и отдельные складки в связную целостную структуру. При сплошной обнаженности верховьев ущелья Ласиль аспидно-сланцевые толщи нижнего и среднего лейаса выглядят как круто наклоненная к северу моноклиналь с рассеянными в ней, разобщенными изгибами слоев в замках (рис. 4). По всей вероятности эта толща разбита к тому же многочисленными разрывами, па-

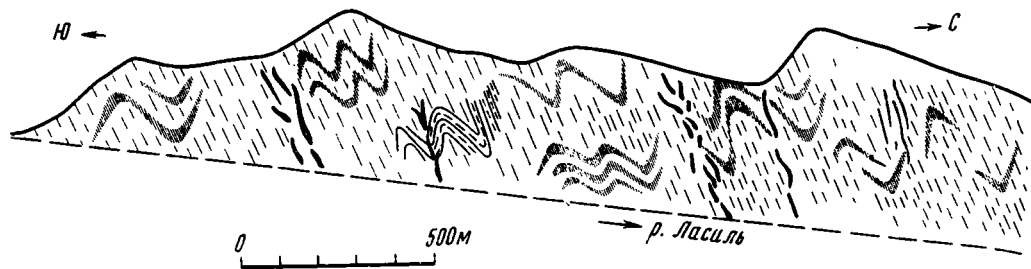


Рис. 4. Характер складок в сланцевых толщах среднего и нижнего лейаса. Верховья р. Ласиль. Тонкие штрихи — кливаж, жирные черные линии — кварцевые жилы по разрывам

дение которых почти совпадает с падением кливажа и слоистости на крыльях складок. Об этом свидетельствуют зоны интенсивного окварцевания пород, ветвящиеся кварцевые жилы. Амплитуду и направление смещения по этим разрывам в монотонной толще аспидных сланцев установить чрезвычайно трудно. Скорее всего эти разрывы должны быть отнесены по типу к послойным срывам и вряд ли их амплитуда значительна. Таким образом, на этом участке создается как бы ложная моноклиналь, как это бывает довольно часто в подобных условиях в аспидно-сланцевой толще (Шолпо, 1970). Однако здесь внутренняя складчатая структура этой ложной моноклинали устанавливается сравнительно легко.

Сходное строение имеют аспидно-сланцевые толщи и в более восточных сечениях. Здесь по целому ряду левых притоков Ингури в нижней и среднелейасовых породах наблюдается совершенно аналогичная структура. Точно также в обнажениях на фоне интенсивного кливажа, круто падающего к северу и подавляющего все остальные черты структуры, видны отдельные изгибы пластов в замках, опрокинутых к югу изоклинальных складок, и эта картина прослеживается на восток до р. Зесхо, притока р. Цхенис-цкали (см. рис. 2, разрез II—II), где все структуры Сванетского антиклинория резко погружаются на восток и скрываются под более молодыми толщами флишевого синклинория. В этом месте шарниры всех складок в лейасе оказываются резко наклоненными к востоку под углами $50-70^\circ$. Складки выглядят тогда в обнажении как система линз, облекаемых кливажированными сланцами; в тех местах, где в разрезе есть достаточно мощные песчанистые прослои, замки складок видны в объеме и выглядят как выпуклые и вогнутые половинки цилиндров, разрезанных вдоль образующих. Особенно ярко подобная картина видна восточнее р. Зесхо, по руч. Шушара, вдоль тальвега которого проходит контакт между толщами лейаса и доггера и флишевыми породами верхней юры и мела. Здесь по резкой поперечной флектуре происходит погружение всех складок на восток.

К западу от р. Ласиль полоса выхода пород лейаса резко сужается (по р. Ласиль она составляет примерно 12 км, а на западе по р. Накре — только 3 км). И здесь от складок в сланцевых толщах остаются только следы, которые с большим трудом могут интерпретироваться как складки, или вернее остатки складок. При общем крутом падении кливажа к северу иногда видны участки веерообразного расхождения его, в отдельных местах встречаются пересечения кливажа со слоистостью, как будто образующей перегиб. Четких замков складок здесь не удается наблюдать нигде. Вся толща разбита многочисленными, очень частыми разрывами, ориентированными примерно параллельно кливажу. Только после того как были изучены более восточные пересечения, например по р. Ласиль, стало возможным с достаточной долей вероятности считать, что и здесь в обманчиво однообразном, моноклинальном падении пачки

аспидных сланцев скрыта и замаскирована кливажом и разрывами сложная складчатая структура.

К северу от выходов среднего лейаса в сечении по р. Ласиль видна крутая, наклоненная на север моноклинал, сложенная толщами верхнего глейаса (см. рис. 2, разрез III—III). То что это истинная моноклинал, не скрывающая в себе никаких затушеванных осложнений, устанавливается довольно легко, поскольку разрез на границе среднего и верхнего лейаса становится преимущественно песчанистым, кливаж практически исчезает и слоистость отлично видна. Эта моноклинал представляет собой продольную флексуру на крыле антиклинория, после которой на поверхности появляются более молодые породы — верхнего лейаса и средней юры. Это терригенные песчано-сланцевые толщи, смяты в сложные, иногда дисгармоничные складки с интенсивным кливажом в сланцевых пачках. Однако здесь уже встречаются не только изоклиналильные складки, как это было в толщах нижнего и среднего лейаса. Нередко видны открытые, округлые складки, опрокидывание в них выражено не столь резко, преобладают складки с вертикальными осевыми поверхностями. Кливаж здесь уже не параллелен осевым поверхностям складок, а почти всегда образует веерообразные структуры, расходящиеся над антиклиналями и сходящиеся в синклиналях. Так что в этой полосе интенсивность деформации становится меньше, чем это наблюдается вблизи ядра антиклинория.

Дальше к северу располагается флишевая синклиналь, которая имеет здесь ширину 3—5 км. Она отделяется от полосы верхнего лейаса и доггера тоже моноклиналью, так что мы видим следующий ступенчатый переход на новый уровень, после которого на поверхности появляются еще более молодые породы. На большей части своего протяжения контакт между толщами средней и верхней юры сопровождается разрывом, ориентировка которого почти совпадает с падением пластов. Важно отметить, что в отдельных местах, где удается видеть не осложненный разрывом контакт этих пород (р. Зесхо и ее притоки), наблюдается небольшое угловое и азимутальное несогласие (в пределах 5—10°) между средней и верхней юрой. Трудно сказать определенно о стратиграфическом объеме перерыва, поскольку флишевые толщи недостаточно полно охарактеризованы фаунистически, однако сам факт хотя бы и кратковременного перерыва осадконакопления имеет большое значение.

Внутреннее строение флишевой синклинали достаточно сложно. На западе, вблизи сел. Местия (см. рис. 2, разрез IV—IV), эта складка примерно по осевой части разбита крупным разрывом, к северу от которого мелкие килевидные складки во флишевой толще опрокидываются на север, а более мелкие разрывы, сопровождающие эти складки, падают на юг. К югу от разрыва в осевой части синклинали осевые поверхности мелких складок либо вертикальны, либо несколько опрокинуты к югу. Размеры мелких осложняющих складок (амплитуда и ширина) колеблются в пределах первых десятков метров. Большой частью эти складки резко дисгармоничны. В целом флишевые толщи в этом сечении образуют своеобразную структуру: узкую, тесно сжатую синклиналь с крутыми крыльями (60—70°) и веерообразным опрокидыванием от осевой поверхности основной складки осложняющих складок в ядре.

Восточнее, в бассейне р. Зесхо (см. рис. 2, разрез II—II), флишевая синклиналь построена как будто более просто, и на первый взгляд выглядит как простая симметричная синклиналь с относительно пологими крыльями (45—50°). Однако в некоторых обнажениях видно, что в осевой части синклинали породы смяты в узкие изоклиналильные складки, чрезвычайно сильно растянутые в вертикальном направлении вдоль осевой поверхности. Иногда в местах, соответствующих основному перегибу флишевой синклинали, в моноклиналиной на первый взгляд пачке пород встречаются отдельные разобщенные фрагменты замков мелких

складок. Очевидно это свидетельство того, что толща интенсивно смята, и мы видим ложную моноклиналь. В некоторых обнажениях удается увидеть целую серию мелких складок, осложняющих ядро крупной синклинали (рис. 5). Кроме того, и внутренняя структура флишевых толщ свидетельствует об интенсивных деформациях: повсеместно в глинистых и мергелистых прослоях развит хорошо выраженный кливаж, который в целом ориентирован параллельно осевой поверхности складки, но местами образуются отклонения от этого (местные веера кливажа). Более жесткие прослои флишевого разреза, как правило, будинированы.

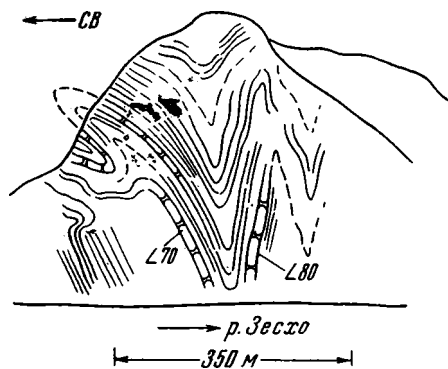


Рис. 5. Дисгармоничная складчатость в ядре флишевой синклинали в ущелье р. Зесцо. Зарисовка из полевой книжки

Как уже упоминалось, дальше к востоку флишевая синклинали резко расширяется, и в ней возникает сложная складчатая структура, для которой характерно появление сложной, веерообразно построенной акклинали в центральной части флишевого трога (Кокрашвили, 1969; Шолпо, 1970). К северу и к югу от этой складки располагаются синклинали, сильно осложненные мелкой складчатостью. Примечательно, что антиклиналь в центральной части флишевого синклинория расположена как раз на простирации осевого поднятия Сванетского антиклинория, и таким образом во флишевых толщах, в более молодом структурно-

историческом комплексе пород, создается как бы уменьшенная модель последнего, повторяющая в основных чертах его строение.

Южное крыло Сванетского антиклинория, как уже упоминалось, шире и положе, чем северное. В сечении по р. Цхенис-цкали, продолжающем на юг профиль по р. Ласиль (см. рис. 2, разрез III—III), можно наблюдать все основные особенности структуры южного крыла антиклинория. Вблизи палеозойского ядра толщи аспидных сланцев лейаса смяты в интенсивные мелкие складки изоклиального облика, очень часто наблюдается быстрое дисгармоничное затухание этих складок то вверх, то вниз по разрезу. Размеры их — десятки метров. Все структуры резко опрокинуты на юг, а на расстоянии 3—4 км от контакта с палеозоем породы лейаса оказываются в перевернутом залегании. Так что наблюдается, как уже упоминалось, как бы разваливание южной части ядра антиклинория с образованием нависающего козырька на южном крыле антиклинали в породах десковой серии. Основные разрывы, осложняющие эту часть структуры, круто наклонены на север и близки по своей ориентировке к общему падению пород. Кроме того, на складки продольного направления накладываются очень резкие и сопоставимые по размерам (десятки метров) поперечные складки и разрывы поперечного направления. В результате создается очень сложная картина интенсивной деформации пород, которая не может быть изображена достаточно четко ни на каком плоском сечении — ни на плане, ни на профиле. Только объемное перспективное изображение может показать взаимоотношения продольных и поперечных складок и разрывов. В сланцевых толщах здесь развит интенсивный кливаж, преимущественно падающий на север.

Южнее на поверхности появляются породы верхнего лейаса и разрез становится значительно более песчаным. Складки в этих породах значительно более простые, открытые. В некоторых складках по пачкам песчаников замок приобретает коробчатый облик, правда вверх и вниз по разрезу, если встречается равномерное чередование песчаников и

сланцев, возникают характерные дисгармоничные складки, затушевающие коробчатую форму.

Отличительной особенностью структуры южного крыла Сванетского антиклинория в пределах развития пород верхнего лейаса является наличие крупных продольных зон разломов, которые нарезают это крыло на ряд блоков. Ширина блоков составляет примерно 300—500 м, ширина зон разломов — 200—300 м. В результате из-за этого не удается проследить и построить связную складчатую структуру этого крыла. Можно видеть в непрерывной последовательности лишь 2—3 складки в пределах отдельного блока. Зоны разломов представляют собой полосы, где породы раздроблены целой серией мелких сближенных разрывов, интенсивно перемяты, будинированы, иногда растерты и превращены в тектоническую брекчию. В отдельных местах между частными разрывами сохраняются мелкие складки или их фрагменты, обычно сильно сжатые, по облику близкие к изоклинальным. Степень сжатия складок внутри зон разломов гораздо выше, чем в относительно ненарушенных блоках. Вероятно правильнее называть полосы этих разломов зонами раздавливания или развальцевания пород. Общая ориентировка этих зон близка к вертикальной, но все же отчетливо видно опрокидывание их к югу. Внутри зон раздавливания и вблизи них обычно видны крутые поперечные складки, что выражается в резких наклонах шарниров продольных складок по простиранию, достигающих 60—70°. Интересно, что зеркала скольжения на поверхностях напластования, очень многочисленные в этих зонах, несут на себе штриховку, ориентированную в самых разных направлениях: и по падению зон раздавливания, и по простиранию, и диагонально. Нередко корочки кальцита с разнонаправленной штриховкой накладываются друг на друга на поверхности одного пласта.

Несмотря на такую сложность строения южного крыла Сванетского антиклинория и трудность наблюдения складчатой структуры, можно все же отметить, что складки от одного блока к другому упрощаются по мере удаления от ядра антиклинория. В этом же направлении уменьшается и интенсивность кливажа. В крайних южных складках уже вообще нет кливажа осевой плоскости, который так хорошо выражен вблизи ядра антиклинория. Здесь сланцы, зажатые между песчаниковыми прослоями, часто кливажируются послойно.

Строение южного крыла антиклинория по р. Цхенис-цкали является, видимо, не совсем типичным, поскольку это самое узкое место этого крыла. Здесь депрессия, выполненная третичными толщами и обрамляющая антиклинорий с юга, располагается ближе всего к его ядру. Однако общая структура крыла в этом сечении, основные особенности ее и изменение их по простиранию очень важны для понимания условий формирования всего Сванетского антиклинория.

К востоку и к западу от р. Цхенис-цкали полоса развития верхнего лейаса расширяется, и здесь в этих породах наблюдаются открытые, округлые складки, у которых крутизна наклона крыльев достигает 60—70° вблизи ядра антиклинория, и уменьшается до 20° по мере удаления от него. Обычны для этих складок мелкие дисгармоничные осложнения, будинирование пластов на крыльях. Интенсивность и степень выраженности кливажа так же, как и по р. Цхенис-цкали, падает по мере удаления от ядра антиклинория. Все эти особенности можно наблюдать в верховьях рек Хеледула, Техури, Тхеиши (см. рис. 2, разрезы V—V, VI—VI) к западу от р. Цхенис-цкали и в бассейне р. Лухуни-цкали к востоку (см. рис. 2, разрез I—I).

Южнее вдоль южного крыла антиклинория протягивается крупная синклинальная складка, выполненная вулканогенными толщами байоса (см. рис. 2, разрезы I—I, V—V, VI—VI). По своему структурному положению и размерам эта складка, как уже упоминалось выше, равно-

значна флишевой синклинали на севере. Однако здесь грубослоистые мощные вулканогенные породы байоса образуют чрезвычайно простую по форме синклиналь с пологими углами наклона слоев на крыльях ($20-30^\circ$), плоским, иногда горизонтальным днищем. Так что по морфологии это типичная коробчатая складка. Но она не может быть прослежена непрерывно вдоль всего крыла антиклинория, поскольку не всюду отложения байоса сохранились в ней от размыва. Отложения верхнего лейаса, которые без заметного перерыва и несогласия подстилают байос, смяты по отношению к вышележащим породам дисгармонично. Хотя в них и намечается в соответствующем месте синклинальная форма, но она обычно сильно осложнена мелкими килевидными складками и разрывами. Поэтому в тех местах, где байос размыт, южная синклиналь по породам лейаса имеет более сложное строение.

В отдельных местах эта складка рассечена продольными разрывами, которые разделяют ее на блоки. В относительно опущенных блоках сохранились остатки отложений нижнего мела, представленные известняками, характерными для южных предгорий этой части Большого Кавказа (так называемые абхазские фации). Известняки образуют единую с вулканогенными толщами структуру.

К югу от этой синклинали в западной части антиклинория поверхность слагают мощные вулканогенные толщи байоса (р. Ингури, Хобицкали, Техури). В них развиты пологие простые складки крупных размеров — ширина их измеряется первыми километрами. К востоку поле развития байоса резко сужается, и здесь мы сразу попадаем на флексуру, ограничивающую на юге Сванетский антиклинорий и являющуюся его границей со структурами Грузинской глыбы. Флексура образована известняковыми толщами верхней юры и мела. Интересно, что внутреннее строение смыкающего крыла флексуры довольно сложно и изменяется по простиранию. По р. Ингури — это круто поставленная моноклиналь, развитая продольными и поперечными разрывами. В тонкослоистых мергелистых известняках верхнего мела возникают мелкие дисгармоничные складки. Восточнее, по р. Цхенис-цкали (см. рис. 2, разрез III—III) известняки в смыкающем крыле флексуры сжаты в узкие опрокинутые на юг складки — антиклиналь и синклиналь, и также осложнены мелкими разрывами. Таким образом, здесь смыкающее крыло не только подвернуто, но и смято в складки. Верхнемеловые тонкослоистые мергели также образуют серии мелких дисгармоничных складок, местами ориентированных совершенно беспорядочно, что выглядит в обнажениях как подводное оползание (р. Ладжанури).

По поперечным разрывам, разбивающим флексуру, иногда наблюдается значительное горизонтальное смещение, достигающее нескольких сотен метров. Обычно такие места используются крупными реками — это видно в ущелье р. Ингури, где наблюдается целая серия таких разрывов, по которым относительно смещено к югу западное крыло. В ущелье р. Цхенис-цкали к югу смещается также западная часть примерно на 400 м.

В междуречьях Ингури и Цхенис-цкали известняки верхнего и нижнего мела распространяются на широкой площади и принимают участие в строении крупных, сравнительно пологих складок вместе с толщами байоса. Форма многих из этих складок типично коробчатая. Здесь нет такого резкого ограничения Сванетского антиклинория по флексуре, как это наблюдается в ущельях Ингури и Цхенис-цкали.

Таковы общие черты строения Сванетского антиклинория и характер складок и других структурных форм, слагающих его. Из всего изложенного можно сделать некоторые выводы.

1. Сванетский антиклинорий представляет собой сложную неоднородную структуру, в осевой части которой метаморфизованные породы палеозоя слагают две крупные антиклинали, кулисообразно подставля-

ющие друг друга. На обоих крыльях антиклинория, образованных мезозойскими толщами, располагаются крупные синклинали, равнозначные по своим размерам центральным антиклиналям. Четко выражено общее опрокидывание всей структуры антиклинория к югу, при этом северное крыло оказывается узким, более крутым и тесно сжатым, чем южное.

2. В пределах Сванетского антиклинория развиты чрезвычайно разнообразными по своей морфологии и размерам складки: от изоклиналичных и килевидных до коробчатых и пологих, округлых структур. Очень важно, что наблюдается закономерная смена складчатых форм на площади, их четкая структурная приуроченность: в центральной, осевой зоне антиклинория и на северном его крыле наблюдается наиболее интенсивная складчатость — килевидные и изоклиналичные формы складок. На южном крыле по мере удаления от осевой части антиклинория происходит постепенное упрощение складчатых форм до коробчатых и пологих крупных изгибов, что свидетельствует об ослаблении напряженности деформации.

3. Уменьшение интенсивности деформации при переходе от осевой зоны антиклинория на крылья отмечается и по характеру внутренней структуры деформированных толщ: кливажу, будинированию пластов, мелким складкам. По этим признакам напряженность деформации убывает более резко и определенно на южном крыле антиклинория, и в гораздо меньшей степени изменяется от ядра к северному крылу.

4. Характерной чертой общей структуры антиклинория является ступенчатое строение его крыльев. На северном крыле наблюдаются две сравнительно широкие моноклинали, по которым происходит ступенчатый переход к более верхним (молодым по возрасту) структурным уровням. На южном крыле отмечаются специфические зоны раздавливания пород, разделяющие все крыло на отдельные блоки.

5. В пределах Сванетского антиклинория широко развиты складки поперечного направления, приуроченные главным образом к участкам погружения крупных структур и к зонам раздавливания пород. В этих местах сочетание складок продольного и поперечного направления создает чрезвычайно запутанную, сложную структуру.

6. Хотя в разрезе пород, слагающих Сванетский антиклинорий, отмечаются перерывы осадконакопления, сопровождающиеся угловыми несогласиями, следует отметить, что все комплексы пород деформированы в общем по единому плану, и в совокупности складчатые и иные структурные формы образовали единую и сложную структуру антиклинория.

Полученные данные о характере и стиле деформаций в пределах Сванетского антиклинория имеют первостепенное значение для рассмотрения условий формирования наблюдающихся структур. Но разумеется одних только данных по морфологии деформаций для этого недостаточно. Серьезное решение проблемы требует привлечения количественных оценок степени проявления мелких структурных форм, составляющих внутреннюю тектонику деформированных толщ, и сопоставления этих данных со складками разных порядков и типов. Кроме того, необходим детальный анализ движений, испытанных областью на всех этапах развития.

В заключение полезно еще раз обратиться к сопоставлению Сванетского антиклинория со Сланцевым Дагестаном, основные черты строения которого известны по более ранним работам (Сорский, 1962, 1964; Шолпо, 1964). После того как рассмотрены основные черты складчатых деформаций в Сванетском антиклинории и установлены некоторые закономерности в распределении складок разных типов в его пределах, легко увидеть, что намечавшаяся ранее аналогия с осевой зоной Восточного Кавказа может быть продолжена и углублена. В обеих областях наблюдается отчетливое уменьшение интенсивности деформации от ядра

к крыльям, что фиксируется по закономерной смене зон разных типов складок. В обоих случаях складчатая структура продольными разрывными зонами или флексурами разделена на блоки, ступенчато опускающиеся от осевой наиболее приподнятой части. На Восточном Кавказе, в Сланцевом Дагестане, в осевой зоне мы видим два горст-антиклинория, разделенных продольной грабен-синклинорной зоной. Ядро Сванетского антиклинория построено, как мы видели, сходным образом.

Разумеется аналогия не может быть полной, хотя бы потому, что эти области сильно различаются своими размерами. В то время как Сванетский антиклинорий в ширину занимает 40—50 км, а вдоль простирания протягивается на 100 км, Сланцевый Дагестан имеет гораздо большие линейные размеры (60—80 км в ширину, 450—500 км вдоль простирания). Это приводит к тому, что в Дагестане все зоны складок разного морфологического типа развиты более полно, лучше могут наблюдаться и выделяются более определенно. Этим, конечно, не исчерпываются различия между этими областями. Однако сходство в основных, принципиальных чертах структуры возможно говорит о сходстве условий формирования складчатости этих областей.

Литература

- Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси, «Мецниереба», 1968.
- Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Багдасарян Г. Б., Кнорре К. Г., Рубинштейн М. М., Студеникова Э. В. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа.— В сб.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгр., М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Белов А. А., Сомин М. Л. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центральный Кавказ).— Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 1.
- Гамкрелидзе П. Д. Тектоника Грузии. Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I. М., «Недра», 1964.
- Кокрашвили З. А. Тектоника полосы верхнеюрско-нижнемеловых флишевых отложений Рачи и Сванетии. Автореф. канд. дис., Тбилиси, 1969.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, «Мецниереба», 1967.
- Славин В. И. О нахождении триасовых отложений на южном склоне Большого Кавказа.— Докл. АН СССР, 1957, т. 117, № 3.
- Славин В. И. Палеозойские отложения южного склона Главного Кавказского хребта.— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 5.
- Славин В. И., Сомин М. Л., Моргунов Ю. Г. Доюрские отложения Сванетии.— В сб.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Сомин М. Л., Белов А. А. О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии (Центральный Кавказ). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1967, № 1.
- Сомин М. Л. Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. «Наука», 1971.
- Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа.— В сб.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Сорский А. А. Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования.— В сб.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.
- Шолпо В. Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М., «Наука», 1964.
- Шолпо В. Н. Сложная складчатость в осадочных толщах.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.

УДК 551.254.553.9(477.8)

Г. Л. ПОСПЕЛОВ, Д. В. ГУРЖИЙ, Ю. Е. КОРДИЯК**ТЕКТОНО-ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ
НЕФТЕГАЗОПРОДУКТИВНАЯ СИСТЕМА ПРЕДКАРПАТЬЯ**

Излагается новое представление о структуре и динамике развития Предкарпатского краевого прогиба как комбинации краевого глубинного разлома и краевой надвиговой зоны ламинарного течения обводненных флишево-молассовых толщ и взаимосвязи с ним нефтефлюидной динамической системы глубинного происхождения, сформировавшей местную нефтегазоносную провинцию.

Одной из наиболее интересных тектонических структур Восточной Европы является Предкарпатский краевой прогиб, располагающийся между дугообразной Карпатской складчатой системой и Восточно-Европейской платформой. Развитые здесь многоярусные чешуйчато-надвиговые структуры с крупными амплитудами перемещений сложно сочетаются с вертикальной глыбовой тектоникой. Внимание к изучению этой области вызывается не только сложным геологическим строением, но и наличием крупных месторождений нефти и газа, неотектонических движений (Валов, 1957; Гофштейн, 1964; Евсеев, 1954) и имеются признаки продолжающегося подтока нефтяных флюидов из глубины. В связи с этим представляет интерес вопрос о взаимных отношениях между тектонической динамической системой, сформировавшей характерную структуру прогиба, и гидродинамическими нефтегазопродуктивными процессами, образовавшими местную нефтегазоносную провинцию. С целью его исследования мы провели по украинской части прогиба соответствующий анализ обширных материалов, полученных за многолетний период геологоразведочных работ.

В результате были выработаны некоторые общие модельные представления о структуре прогиба, динамике его развития, структуре и динамике нефтегазовой продуктивной системы Предкарпатья. Они являются попыткой наметить новый подход к решению поставленной проблемы. Краткому их изложению, иллюстрированному схемами, построенными на базе конкретных разбуренных и геофизически изученных разрезов в средней части украинского отрезка краевого прогиба, и посвящена эта статья.

Предлагаемая ниже схематическая модель тектоно-гидродинамической системы Предкарпатья, состоящей из нефтегазопродуктивной динамической системы, наложенной на тектоно-динамическую систему, является новой гипотезой, нуждающейся в дальнейшей разработке и обосновании.

**ТЕКТОНО-ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРЕДКАРПАТСКОГО
КРАЕВОГО ПРОГИБА**

Предкарпатский краевой прогиб является сложно эволюционировавшей краевой структурой, которая наметилась в конце палеогена. Первоначально краевое погружение мезозойско-палеозойского фундамента

оформилось в виде двух главных тектонических ступеней (зон) с нарастающими амплитудами перемещений в сторону геосинклинали (рис. 1; а). Внутренняя (по отношению к геосинклинали) ступень интенсивно начала погружаться в начале миоцена, а внешняя — в нижнем тортоне. Впервые деление Предкарпатского прогиба на Внутреннюю и Внешнюю зоны было предложено А. А. Богдановым (1949). Оно кладется в основу всех геологических построений.

На рубеже верхнего олигоцена и миоцена произошла инверсия геосинклинали, поднятие горных Карпат и проявление складчатости при продолжающемся опускании краевых ступеней. Это привело к превращению структуры краевого ступенчатого погружения в краевой прогиб и к смене седиментации флишевых формаций молассовыми. Процесс этот был сложным. Скользящая граница флиш и моласс литологически улавливается по кровле менилитовой серии пород и подошве поляничкой свиты, для которой характерны типичные признаки молассовых осадков (Гуржий, 1969). В ходе формирования краевого прогиба внутренняя ступень стала областью концентрации нисходящих движений. Она эволюционировала в сложную шовную структуру грабен-синклинального типа с устойчивой тенденцией к преобладающему погружению по оконтуривающим ее разломам (рис. 1, а—д).

Структурами раннего заложения явились также прослеживаемые с мезозоя поперечные поднятия и депрессии, распространяющиеся из области геосинклинали в область платформы (Буров и др., 1968; Доленко, 1962). Эта поперечно-волнообразная структура развилась далее в систему поперечных тектонических уступов, образующих вместе с продольными разломами вытянутую глыбовосетчатую структуру («кордильеры» островного типа) наиболее контрастно выраженную во Внутренней зоне прогиба. Для нее характерно сложное сочетание морских, лагунных и континентальных осадков и крайне неравномерное распространение грубообломочных пород, в том числе гравеллитов и «экзотических конгломератов» с гальками и глыбами (до 10 м) различных палеогеновых, мезозойских и палеозойских пород. Здесь же образовались мощные соленосные толщи. Эта краевая тектоническая зона шовного характера, которая протягивается по всей Карпатской дуге, имеет ширину около 20 км. Она характеризуется следующими признаками глубинного разлома по А. В. Пейве (1956): резко дифференцированными консидементационными тектоническими движениями, линейными глыбово-складчатыми структурами, различием геотектонических режимов по обе стороны зоны, приуроченностью к ней различных полезных ископаемых и т. д. Данная зона в своих верхних горизонтах представлена линейной, сложно построенной грабен-синклинальной структурой, ограниченной разломами, что характерно для многих зон глубинных разломов (Ажгирей, 1966).

А. А. Богданов (1955) полагает, что развитие краевых прогибов находится в тесной связи с движениями по краевому шву. Эта идея выражена и в других работах (Богданов, Муратов, Хайн, 1963). Ю. М. Пушаровский (1959) пишет, что роль разломов в образовании краевых прогибов, несомненно, велика. Однако он вслед за Н. С. Шатским считает, что разломы и швы — это различные образования. Если для Предуральского и Предкарпатского прогибов сочленение геосинклинали и платформы происходило по «крупным флексурным изгибам и структурным уступам», то в других случаях связи эти более плавные. На основании этого делается вывод о том, что не все краевые прогибы являются структурами, наложенными на краевые швы. В Предкарпатье краевой глубинный разлом (КГР) в приповерхностной своей части охватывает Внутреннюю зону прогиба (Кордяк, Гуржий, 1971).

Среди оконтуривающих КГР наиболее крупный — это перекрытый складчатыми флишевыми толщами разлом, отделяющий прогиб от геосинклинали. Его существование и продолжающаяся активная жизнь пол-

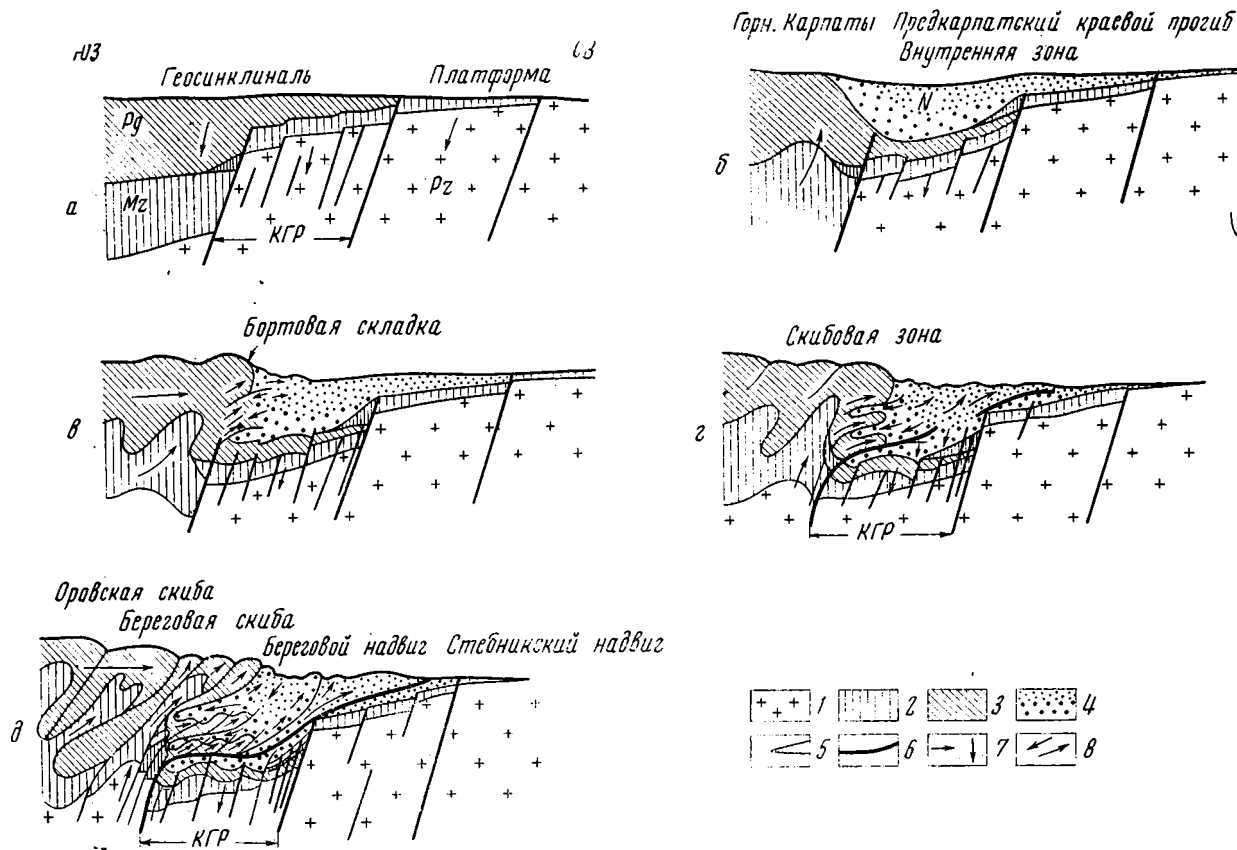


Рис. 1. Принципиальная схема развития Предкарпатского крайового прогиба, Скибовой зоны Карпат и крайового глубинного разлома (КГР). 1 — палеозойский фундамент (Pz); 2 — мезозойские отложения геосинклинального флиша (Mz); 3 — палеогеновые отложения флишевой геосинклинали (Pg); 4 — неогеновые молассы Предкарпатского прогиба (N), представленные внизу соленосными фациями; 5 — предполагаемые приразломные скопления галечников, гравеллитов, береговых и подводных конглобрекций на границе Mz и Pg, Pz и N; 6 — разломы; 7 — общие тангенциальные и вертикальные глыбовые движения; 8 — векторы ламинарного пластически-сколового течения горных масс

тверждается не только геолитологическими, но и сейсмологическими данными (Антипов, 1965; Гофштейн, 1964; Субботин, 1955), а также резкой гравитационной ступенью, проявляющейся под Береговым надвигом. Мы предлагаем назвать этот перекрытый крутой разлом Подкарпатским. Второй оконтуривающий разлом, который отделяет Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба от Внешней, был назван ранее Стрыйским, а затем Предкарпатским (Глушко, 1968). Геофизические исследования и данные глубокого бурения показали, что Предкарпатский разлом представляет зону интенсивных дислокаций шириной 4—6 км и выражается системой разрывов типа сбросов. На территории Предкарпатья он хорошо трассируется от границы с Польшей до границы с Румынией (Субботин, 1955; Антипов, 1965).

Мы считаем, что фиксируемые в Предкарпатье разломы являются деталями глыбовых структур, а Внутреннюю зону прогиба подстилает один сложно построенный краевой глубинный разлом, представляющий собой широкую тектоническую зону древнего заложения и длительного развития, продолжающегося вплоть до настоящего времени. Данный краевой глубинный разлом характеризуется элементами самостоятельного развития и состоит из двух этажей. Его нижний тектонический этаж представляет собой домеловой фундамент с глыбово-сетчатым строением. Верхний этаж выполнен флишевой и молассовой формациями, продольные и поперечные разломы образуют его характерную сетчатую структуру. Это строение наглядно показано в работах Доленко (1962, стр. 195, рис. 52) и С. И. Субботина (1955, стр. 228, рис. 32). По-видимому, структуру верхнего этажа следует рассматривать как отражение глыбовых движений нижнего этажа. Представление о блоковой структуре в последнее десятилетие было положено в основу геологоразведочных работ на нефть во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба. По этому вопросу опубликованы многочисленные работы.

Складчато-чешуйчатые структуры Внутренней зоны прогиба имеют ряд своеобразных черт. Здесь местами проявляется многоэтажное тектоническое переслаивание флишевых и молассовых толщ, собранных в линейные, опрокинутые и часто лежащие складки, среди которых антиклинали распространены значительно больше, чем синклинали. Последние местами отсутствуют (см. рис. 2). Складчатость осложнена многократно виргирующими пологими разломами, которые состоят из основных срывов, оперенных сверху сколами, придающими структуре облик перевернутого «конского хвоста» (см. рис. 1, *д*; рис. 2, *а*), что характерно для структур, развившихся в условиях мощных вращательных усилий, охвативших широкую зону. Благодаря выкручиванию вдоль границ краевого глубинного разлома основных разломов кверху и книзу создаются системы S-образных разломных структур, также характерных для зон, схваченных вращательными усилиями.

Пологая граница, разделяющая верхний и нижний этажи, по-видимому, тектоническая, что уже предполагалось и ранее (Доленко, 1962). Нам представляется, что ее следует трактовать как надвиговую зону, которая в верхней приповерхностной своей части известна как Стебникский надвиг (см. рис. 1, *д*), имеющий максимальную установленную буровыми скважинами амплитуду перемещения до 20 км. О связи надвига с глубинными тектоническими зонами может свидетельствовать приуроченная к нему тепловая аномалия (Кульчицкий, Осадчий, 1968). Соотношения Подкарпатского и Предкарпатского бортовых разломов с этим надвигом характеризуются переходом крутых разломов в пологий срыв при их прорастании кверху, по которому переместилась сложноскладчатая чешуйчатая масса моласс и флиша.

Поверхность Стебникского надвига, установленная многими глубокими скважинами при разведке газовых месторождений в северо-западной части прогиба (площади Пыняны, Садковичи и др.), представляет собой

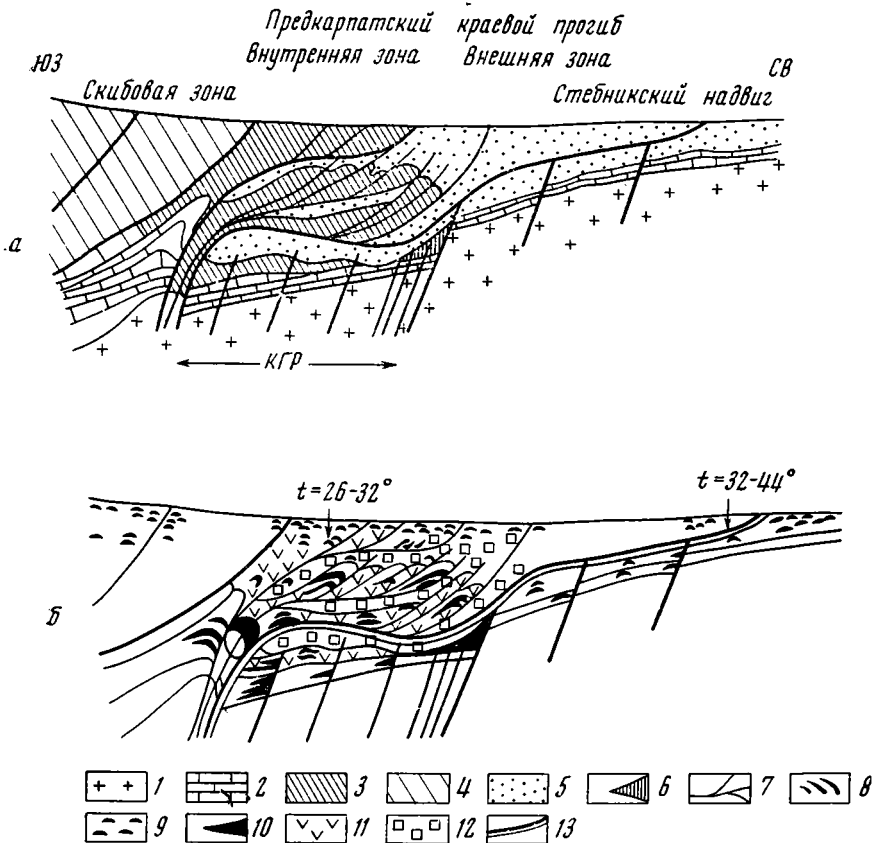


Рис. 2. Принципиальная схема современного строения и распределения нефтегазопроявлений в Предкарпатском краевом прогибе в поперечном разрезе
 а — схема тектонического строения, составленная по типичному хорошо разбуренному разрезу в средней части украинского отрезка Предкарпатского краевого прогиба, с условным показом распределения коллекторов (масштабы не выдержаны, вертикальные размеры сильно увеличены); б — условная схема распределения нефтегазопроявлений.

1 — палеозойский фундамент; 2 — мезозойские карбонатные толщи с коллекторами трещинного типа; 3 — флиш прибрежной зоны геосинклинали с развитыми коллекторами; 4 — флиш внутренней геосинклинали с развитыми коллекторами; 5 — молассы со слабо развитыми коллекторами; 6 — условно намеченные приразломные скопления грубообломочных коллекторов; 7 — разломы и надвиги; 8 — условно показанные нефтяные и газовые месторождения; 9 — зона приповерхностных мелких газонефтепроявлений; 10 — условно намеченные скопления нефти в грубообломочных коллекторах; 11 — нефтеносный флиш; 12 — солевой молассовый геохимический барьер, содействовавший высаливанию нефти из ее водных растворов; 13 — зона тектонического срыва, выводящая из глубины к поверхности более, чем в других местах, нагретые нефтяные флюиды (для сравнения показаны температуры на одинаковых глубинах); КГР — краевой глубинный разлом

зону дробления пород, местами мощностью до 500 м, сложенную образованиями обоих тектонических элементов (аллохтонного и автохтонного). Вторым крупным надвигом, по-видимому, в какой-то мере связанным со сложным Подкарпатским разломом, является Береговой надвиг, имеющий видимую амплитуду до 20 км, также установленную глубоким бурением. Крупная тектоническая линза между этими двумя надвигами (см. рис. 1, д) — область сосредоточения наиболее сложных чешуйчатоскладчатых структур. Выше ее располагается Скибовая зона Карпат, также характеризующаяся сложной опрокинутой складчатостью с вытянутыми кверху антиклинальными складками и отделенная от осталь-

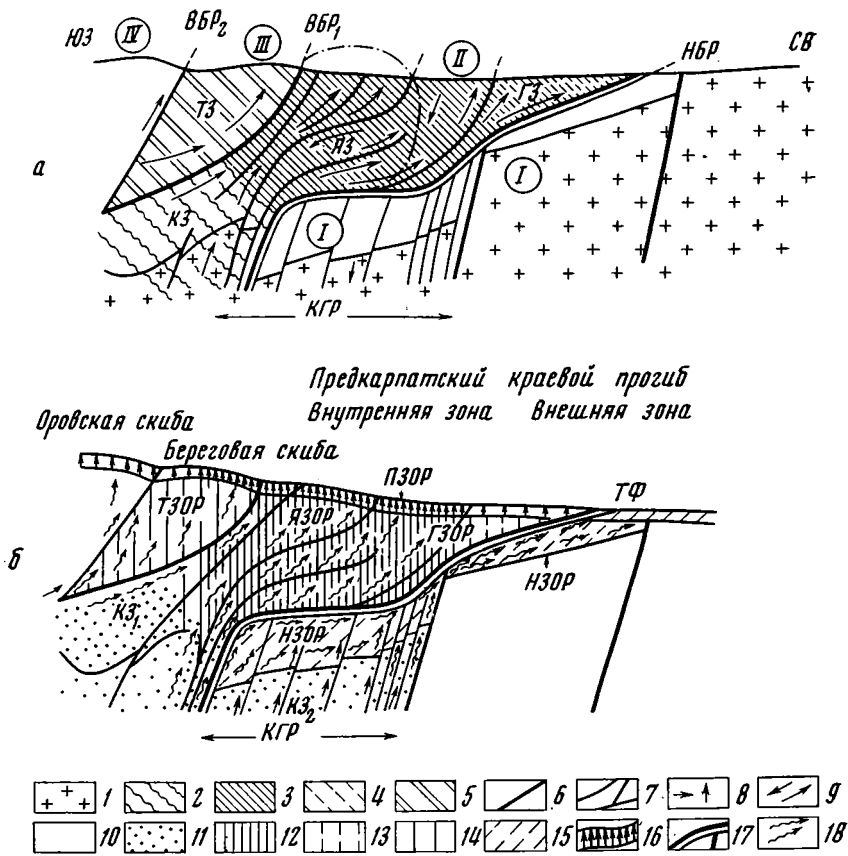


Рис. 3. Элементарные схематические модели тектонической (а) и флюидной (б) динамических систем области Предкарпатского краевого прогиба и краевого глубинного разлома

а — Предкарпатская тектоническая динамическая система (ТДС): I — нижний борт системы, сложенный породами складчатого палеозоя и относительно спокойно залегающего мезозоя, палеогена и неогена, принадлежащий к нижнему неотектоническому этажу с глыбовой тектоникой; II, III — основная часть системы, сложенная совокупностью флишевых и подвергшихся смятию молассовых пород палеогена; IV — верхний борт системы, сложенный флишевыми складчатыми толщами верхнего складчато-глыбового тектонического этажа.

I — палеозойский складчатый фундамент; 2 — корневая зона (КЗ); 3 — ядерная зона (ЯЗ); 4 — головная зона (ГЗ), надвинутая по Стебникскому надвигу на нижний тектонический этаж; 5 — тыловая зона (ТЗ); 6 — бортовые разрывы, ограничивающие тектоническую динамическую систему: нижний (НБР) и верхние (ВБР₁ и ВБР₂); 7 — тектонические разрывы; 8 — общие вертикальные и тангенциальные тектонические движения горных масс; 9 — ламинарные складчато-сколодые тектонические течения.

б — Флюидная динамическая система (ФДС): 10 — борта системы; 11 — корневая зона (КЗ₁ и КЗ₂); 12–16 — зоны ореола растекания; 12 — Ядерная (ЯЗОР); 13 — Головная (ГЗОР); 14 — Тыловая (ТЗОР); 15 — Нижняя (НЗОР); 16 — Приповерхностная (ПЗОР); характеризующая региональным распространением мелких концентраций окисленной нефти; 17 — разломы, в том числе главный теплофлюидов (ТФ), роль которого выполняет нижний бортовой разрыв тектонической динамической системы; 18 — векторы течения нефтяных флюидов

ной части складчатого геосинклинального флиша разломами (Кордіяк, Гуржій, 1971).

Все вместе представляет собой зону чешуйчато-складчатых дислокаций, ограниченную своеобразными нижними и верхним бортовыми разрывами (рис. 3, а). Эта переходная зона от складчатой области к платформе может рассматриваться как особая краевая структура, наложенная на краевой глубинный разлом. В период своего развития она оформилась как самостоятельная тектоно-динамическая система (ТДС) с развитием явлений послыного и дискретного разрывного пластического течения. В этой выделяемой нами тектоно-динамической системе намечаются четыре основные морфодинамические зоны (см. рис. 3, а): корневая, откуда пластический материал выдавливается в область опускающегося блока краевого глубинного разлома; ядерная, отвечающая Внутренней зоне прогиба, где развилась многоярусная чешуйчато-складчатая система; головная, отвечающая передовому фронту моласс, надвинутых по нижнему бортовому разрыву на Внешнюю зону прогиба; тыловая, представляющая область перехода от Предкарпатской тектоно-динамической системы к зоне обычной складчатости внутренних частей флишевой геосинклинали. Таким образом, согласно предлагаемой схеме Внутренняя зона прогиба является областью максимальных дислокаций.

Весьма своеобразные особенности строения Внутренней зоны прогиба не получили пока удовлетворительного объяснения, и практически не анализировались в плане динамики и механики становления структуры. Нами предлагается по этому вопросу следующая гипотеза.

Флишевые толщи, движущиеся под влиянием мощного тангенциального напора со стороны замыкающейся геосинклинали и воздымающейся по Подкарпатскому разлому (взбросу), подсекались выступом продолжающей опускаться зоны краевого глубинного разлома, что содействовало опрокидыванию формирующихся складок. Вместе с тем формирование грабена создало у Предкарпатского разлома жесткий противоупор, который способствовал образованию пологого срыва надвигающихся масс, перекрывавших нижележащие мезозойские и палеогеновые образования (см. рис. 1, г, д). Структурным ядром надвигающихся масс, по-видимому, явилась бортовая складка, развившаяся на границе флиша и моласс в зоне краевого глубинного разлома. При своем развитии эта складка начала не только опрокидываться в сторону опускающегося грабена в условиях динамики горизонтально-вращательных сил, но и осложнилась пологими складками и срывами (см. рис. 1, в). Сплющивание опрокинутого крыла в условиях разной компетентности пород стало причиной возникновения в нем складок ламинарного течения подобно тому, как это, в частности, экспериментально было показано В. В. Белоусовым и М. В. Гзовским (1964). По-видимому, комбинация тектонического смятия со складчатостью сплющивания и создала на обращенном к молассам крыле опрокидываемой бортовой складки складчато-чешуйчатые структуры. В дальнейшем они переросли в пологие многослойные структуры вязкого ламинарного течения с постепенным вытягиванием всей массы тектоно-динамической системы между ее бортовыми разломами.

Причиной такого ламинарного течения горных пород является высокий уровень касательных напряжений по отношению к длительному пределу текучести, достигаемый первоначальной в более пластических слоях складчатых толщ, которые подверглись продольному изгибу (Паталаха, 1970). В результате этого в толще пород по достижении соответствующего уровня касательных напряжений развиваются прежде всего послыные течения, о которых уже говорилось выше. Когда касательные напряжения превосходят длительный предел прочности горных пород, общее ламинарное течение приобретает черты дискретного лин-

зового течения. Иными словами, длительное движение горных пород сопровождается образованием линз, перемещающихся друг относительно друга по «разрывам ламинарного течения» (по терминологии Е. И. Паталаха) и претерпевающих внутри «ламинарную складчатость», сплющивание и уточнение слоев и линз (Паталаха, 1970). Возникновение высоких давлений, необходимых для ламинарного течения, зависит от величины нормального гидростатического давления. Последнее может быть связано не только с давлением вышележащих толщ, но и с избыточным давлением, которое может возникать за счет высоких скоростей движения блоков земной коры, локализуясь не только на глубоких горизонтах, разделяющих блоки разрывов, но и на вершинах поднимающихся блоков (Белоусов, Гзовский, 1964; Паталаха, 1970). В области развития тектоно-динамической системы Внутренней зоны прогиба мы имеем дело со структурой, лежащей в вершине поднимающегося блока. Благоприятными условиями для ускоренного развития деформаций явились высокие пластические свойства соленосных глинистых и алевроито-глинистых моласс и значительная их обводненность. По Л. И. Барону (1967), смазка водой трущихся поверхностей пород снижает коэффициент трения более чем на 20%. Следует учитывать также несколько повышенные тепловые аномалии во Внутренней зоне прогиба. Так, в скв. 1 Сколе на глубине 3951 м зафиксирована температура воды 103° С. В других местах на глубинах 2000—2500 м температура воды достигает 85° С.

Хотя в целом Предкарпатский прогиб не относится к типу артезианских бассейнов, на ряде площадей (Старуня, Урож, Доброгостов и др.) скважины длительное время фонтанируют водой из так называемых запечатанных складок. Напорное линзово-складчатое движение геосинклинального флиша в грабене Внутренней зоны прогиба, заполненной соленосными и пропитанными водой молассами, должно было сопровождаться резким ускорением деформации. Это, по-видимому, и было главной причиной появления здесь того высокого уровня касательных напряжений, который вызвал широкое развитие линзового вязкого ламинарного течения горных масс без метаморфического их преобразования. При таком течении развиваются обильные сколовые движения, различные оперяющие структуры и сильно вытягивающиеся складки. Иногда они разделяются разрывами и часто бывают обращены замками в сторону общего течения, т. е. в нашем случае кверху. Этим, очевидно, и обусловлен преимущественно антиклинальный их характер во Внутренней зоне прогиба. В этом случае бортовые разломы можно рассматривать как макроразрывы, отделяющие область пластического течения от областей обычных дислокаций, существенно глыбовых внизу и складчато-глыбовых вверху. Так как при вязком ламинарном течении амплитуды перемещений складываются из перемещений скольжения и перемещений вытягивания, они возрастают по направлению движения. Этим, возможно, и обусловлены значительные амплитуды перемещений по Стебникскому и Береговому надвигам в сравнении с амплитудами оконтуривающих разломов зоны краевого глубинного разлома. Данный вывод представляет, как нам кажется, интерес для всей Альпийско-Карпатской тектонической системы, где движения надвигового типа весьма распространены (Тектоника Евразии, 1966).

МОДЕЛЬ ТЕКТОНО-ФЛЮИДНОЙ ДИНАМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ПРЕДКАРПАТЬЯ

Принципиальное участие напорных вод Предкарпатского прогиба в развитии Предкарпатской тектоно-динамической системы делает последнюю одновременно также и флюидной динамической системой. Сов-

местное их развитие можно охарактеризовать как развитие тектоно-флюидной динамической системы, в которой движение соленосных и водных масс связано тесными структурными и причинными связями. Это дополняется приуроченностью к зоне краевого глубинного разлома также и нефтеносной гидродинамической системы, с которой связаны нефтяные и газовые месторождения Предкарпатя. Рассмотрим данный вопрос более подробно.

Для Предкарпатской газонефтеносной провинции характерны следующие общие показатели (Буров и др., 1968; Глушко, 1968; Кордіяк, Гуржій, 1971).

1. Нефтеносны все стратиграфические горизонты мезозоя и кайнозоя до самых глубоких уровней, вскрытых скважинами. По разрезу нефть распространяется независимо от стратиграфического возраста пород.

2. Преобладающая масса нефтяных месторождений приурочена к аллохтонным флишевым толщам, вдвинутым в область Внутренней зоны прогиба. В молассах нефтепроявлений значительно меньше. Газовые месторождения расположены в тортон-сарматских молассах Внешней зоны прогиба.

3. Распространение нефтяных месторождений и нефтепроявлений обнаруживает четкую зависимость от разрывной тектоники и ее интенсивности. Максимальную добычу нефти давали и дают скважины, которые пересекают разломы или находятся вблизи них. При этом залежи нефти и газа обнаруживают тенденцию к многоярусной концентрации. Многие месторождения газа, удаленные от Внутренней зоны прогиба, тяготеют к Стебникскому надвигу (Ходновичи, Садковичи, Пыняны, Опары, Грыновка).

Вопрос о происхождении карпатской нефти имеет давнюю историю, характеризуется обилием разноречивых взглядов и представляется достаточно сложным. На этом мы останавливаться не будем. Отметим только, что мощность осадочных толщ, по геофизическим данным, не менее 10 км.

Существуют некоторые косвенные доводы за то, что нефтеносная гидродинамическая система формировалась одновременно с развитием тектоно-динамической системы. Прораствание продольных и поперечных разломов к поверхности и активная эрозия воздымающихся толщ вела к тому, что флюидно-динамическая система с самого начала формировалась в условиях значительной разгерметизированности и наличия сплошного приповерхностного горизонта рассеивания нефтяных флюидов, чему имеются многочисленные доказательства. Формирование месторождений здесь происходило одновременно с рассеиванием значительного количества нефтяных флюидов, не попавших в залежи. Однако в силу преобладания притока снизу и стечения относительно благоприятных факторов, содействующих аккумуляции флюидов, месторождения нефти и газа в Предкарпатье сформировались и существуют как динамические образования. Нам представляется, что этот процесс продолжается и в настоящее время, т. е. что мы имеем дело с активно живущей современной нефтегазопродуктивной тектоно-флюидной динамической системой, существующей с нижнесарматского времени. Подтверждением могут служить такие факты, как активная неотектоника (наблюдения в озокеритовых месторождениях); аномальные пластовые давления в отдельных залежах (Борислав, Оров-Улично, Космач и др.), хотя в других нефть недонасыщена (давление насыщения нефти газом ниже $P_{н.г}$ — Новосилецкий, 1967); понижение удельного веса нефти с глубиной залегания залежей (Танява, Битков, Гвизд, Долина); появление в наиболее глубоких горизонтах нефтяных месторождений газовых и газоконденсатных залежей (Битков-Глубинная, Иваники, Космач); труднообъяснимая долговечность промышленной эксплуатации

таких месторождений, как Борислав, Рыпне и др. Общий восходящий поток флюидов, достигая поверхности в зоне развития грунтовых вод, создал и продолжает создавать обильные мелкие нефтегазопроявления, свидетельствующие об общей фронтальной разгрузке всей системы.

Разгрузка потока происходила стадийно, с задержками в промежуточных ловушках и образованием газовых и нефтяных залежей. Это, по-видимому, обусловлено комбинацией трех типов факторов — структурных, термодинамических и геохимических. Структурные обусловлены главным образом особенностями строения флишевой толщи с характерной для нее контрастной дифференциацией пород по флюидопроводящим свойствам, широким распространением коллекторов и литологических экранов. Развитые в этой толще в пределах Внутренней зоны прогиба складки антиклинального типа создают систему ловушек (см. рис. 2, б), содействующих накоплению нефти. Благоприятными для скопления залежей могут быть и пласты коллекторов, ограниченные тектоническими экранами зон разломов (Поспелов, 1967), на что в этом районе до сих пор не обращалось достаточного внимания. В молассах имеются хорошие глинистые покрывки, но коллекторы развиты меньше, поэтому залежей здесь мало.

Роль термодинамических факторов при формировании залежей неосомненна. При миграции нагретого газа снизу вверх, в область охлаждения и обводнения холодными подземными водами, развиваются процессы конденсации газов и образуются залежи газоконденсатного типа. О процессах конденсации газа свидетельствует развитие газовых скоплений в нижних продуктивных горизонтах некоторых месторождений нефти (Северная Долина, Битков-Глубинная, Таява). Дифференцированный струйный характер миграции нефтяных флюидов по тектоническим чешуйкам создает благоприятные условия для автономного развития отдельных залежей. Этим можно объяснить тот факт, что в соседних складках (чешуях) образовались различные по составу залежи. Подобного рода автономность подчеркивается также отсутствием единого водно-нефтяного контакта даже для разных частей отдельных месторождений (Северная Долина, Битков, Струтынь и др.).

Среди геохимических факторов важную роль играют геохимические особенности молассовых пород. Присутствие солей и сильно минерализованных вод в этой толще создает в ряде мест на границах флиша и моласс геохимические барьеры, содействующие высаливанию нефти из водо-нефтяных растворов, движущихся со стороны флиша к молассам. Данный вопрос в значительной мере изучен экспериментально (Поспелов, Козлова, Гонцов, 1967). Так как молассовые толщи вклинены между флишевыми складками Внутренней зоны на нескольких уровнях, то и условия для высаливания нефти повторяются (см. рис. 2, б). Пространственно флюидно-динамическая система в общем шире, чем Предкарпатская тектоно-динамическая система (см. рис. 3).

Нефтегазопродуктивная динамическая система, сложно дифференцированная внутри на систему взаимно обособленных потоков, делится (Поспелов, 1962) на две главные зоны (см. рис. 3, б): корневую (КЗ) и зону ореольного растекания (ЗОР), которые связаны друг с другом некоторой зоной перетока. Последняя в данном случае выявляется нечетко и поэтому на схеме (см. рис. 3, б) не показана.

Корневая зона флюидно-динамической системы отвечает области стяжения нефтефлюидов разного происхождения в более или менее концентрированный поток. Глубины и площади ее развития неопределенны. Но можно выделить две подзоны: КЗ₁ — отвечающую области притока нефтефлюидов из глубоких зон геосинклинали и области притока нефтефлюидов из Подкарпатского разлома, и КЗ₂ — охватывающую всю зону краевого глубинного разлома, по которой также, возможно, шел

приток нефтефлюидов из глубины, особенно по Подкарпатскому и Предкарпатскому разломам. Подкарпатский разлом, разделяющий КЗ₁ и КЗ₂, по-видимому, переходит кверху в главный теплофлюид, которым является нижний бортовой разрыв, представленный во Внешней зоне прогиба Стебникским надвигом. Движущиеся по нему нефтяные флюиды, как уже отмечалось выше, подходят к его окончанию более нагретыми, чем в других местах, и с опережающей миграцией газов. Здесь развиваются в основном газовые месторождения. Флюидопроводящие свойства Стебникского надвига связаны с сопутствующей ему сетчатой трещиноватостью, включающей крутоставленные сколы, развившиеся в результате торможения надвигового элемента трением придонной части покрова. Они действительно наблюдаются у ряда вскрытых надвиговых зон. На примере разбуривания разведочных площадей во Внешней зоне Предкарпатья (Ходновичи, Добряны, Новоселки, Пыняны, Северные Медынчи, Свидница и др.) установлено, что разрывные нарушения с амплитудами перемещений 30—100 м широко распространены в нижнем сармате. В верхних горизонтах этой толщи они переходят в флексуорообразные перегибы. Несмотря на сжатость продольных элементов сетчатой тектонической зоны, ее поперечные разрывы способны обеспечить необходимую проницаемость, что в малых масштабах наблюдалось нами при исследовании этого вопроса в озокеритовом руднике, а в более крупном масштабе известно в ряде нефтяных и рудных полей (Поспелов, 1967).

Зона ореольного растекания контролируется горизонтами флюидопроводящих пластов и элементами сквозной сетчато-глыбовой тектоники, отражающими структуру глубоких этажей краевого глубинного разлома и состоящими из продольных и поперечных разломов. Нефтепроводящим свойствам последних некоторые геологи отводят важное место (Буров и др., 1968; Доленко, 1962). Особенно важны факты приуроченности многих скоплений нефти и газа к узлам пересечений продольных и поперечных нарушений, что, кстати говоря, является широко выраженной общей закономерностью как для нефтяных, так и для рудных полей (Поспелов, 1967). Зона ореольного растекания в свою очередь делится авторами на несколько морфодинамических подзон: Ядерную, представляющую область максимальной концентрации нефтяных, газоконденсатных, газонефтяных и газовых месторождений, приуроченных к флишу и молассам; Головную, охватывающую область развития преимущественно газовых месторождений и мелких залежей нефти в молассах Внутренней зоны прогиба, прилегающих к Внешней зоне (Иваники, Подливче, Лисовичи); Тыловую приуроченную к сплошным флишевым толщам; она трассируется также многочисленными нефтепроявлениями в Скибовой и Кросненской зонах Карпат (Билич, Мшанец, Ясеница, Розлуч, Волосьянка, Рожанка, Яблоница, Дихтенец); Приповерхностную, представляющую выходы нефтяных флюидов на поверхность и в область регионального потока подземных вод. Наиболее концентрированные нефтепроявления в этой подзоне расположены над Ядерной зоной, и собственно с них началось промышленное освоение данной нефтеносной провинции путем нефтедобычи через шурфы и колодцы.

Особое место занимает нижняя зона ореольного рассеивания, расположенная в пределах нижнего глыбового тектонического этажа, т. е. под нижним бортовым разломом. Здесь во Внешней зоне прогиба выявлены на небольших глубинах крупные газовые месторождения (Рудки, Любачев), приуроченные к мезозойскому трещиноватому карбонатному комплексу, залегающему на палеозойском фундаменте. Более глубокие горизонты этой зоны еще не вскрыты бурением, но они, вероятно, также могут быть газоносными. Здесь основные типы коллекторов меняются. Важную роль, вероятно, будут играть горизонты и локаль-

ные скопления грубообломочных пород, а внизу, у палеозойского фундамента,— трещиноватые известняки.

В тыловой зоне (см. рис. 3, б) во флише не выявлено региональных коллекторов и нефтяные месторождения здесь небольшие. Однако здесь, вероятно, развит нефтеносный грубообломочный песчаный и песчано-галечниковый флиш, особенно в низах палеоцена, приуроченный к зонам кордильер — выступов оснований флишевого трога на глубинах 4500—5000 м (Буров и др, 1968). Не лишено вероятности также предположение о том, что благодаря интенсивным донным течениям, характерным (по Н. Б. Вассоевичу) для флишевых бассейнов, а также подводным обвалам растущей тектонической стенки у Подкарпатского разлома на глубине можно встретить грубообломочные коллекторы (они условно показаны на рис. 1 и 2). Гравеллиты, конгломераты и грубозернистые осадки развиты также на границе флиша и моласс (аквитан, бурдигал). Грубообломочные осадки концентрируются у продольных и поперечных мелких и крупных тектонических ступеней краевого глубинного разлома.

Кроме пологих складок и горизонтов глинистых пород важную роль экранов могут играть тектонические разрывы, в частности, тот же нижний бортовой разрыв — главный теплофлюидовод. Такой разрыв в средней своей части (брекчированной), представляет собой флюидопроводник и одновременно снизу, тектонический экран, за счет закупорки пор около борта разрыва глиной и минеральными отложениями.

Предложенная новая гипотеза, как нам представляется, помогает объяснить некоторые особенности тектоники и нефтегазоносности Предкарпатского прогиба, а также составить общее представление о его перспективах в отношении поисков нефтяных и газовых залежей на глубоких горизонтах. Вместе с тем она показывает некоторый новый подход к анализу тектонических и нефтепродуктивных систем в тектонически сложных районах.

Литература

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та, 1966.
- Антипов В. И. Сейсмоструктура западных областей Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Барон Л. И. Характеристики трения горных пород. М., «Наука», 1967.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника «Недра», М., 1964.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат.— Сов. геология, сб. 40, 1949.
- Богданов А. А. Некоторые замечания о краевых прогибах.— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1955, № 8.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1963, № 8.
- Буров В. С., Доленко Г. Н., Завьялов В. М., Пашова Н. Г., Черпак С. Е. К обоснованию бурения сверхглубоких скважин на территории нефтегазоносных провинций Украины.— В сб.: Геология и геохимия полезных ископаемых. «Наукова думка», Киев, 1968.
- Вялов О. С. Деякі питання сейсмоструктури Східних Карпат і прилеглих областей.— Геол. ж. АН УССР, 1957, вып. 2.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. «Недра», 1968.
- Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Изд-во АН УССР, Киев, 1964.
- Гуржий Д. В. Литология моласс Предкарпатья. «Наукова думка», Киев, 1969.
- Доленко Г. Н. Геология нефти и газа Карпат. Изд-во АН УССР, Киев, 1962.
- Евсеев С. В. До питання про сейсмічність Української РСР.— Геол. ж. АН УРСР, 1954, вып. 4.
- Кордіяк Ю. Є., Гуржий Д. В. Нові уявлення про формування Передкарпатського прогину.— В сб.: Геологія і геохімія горючих копалин. «Наукова думка», Киев, 1971.
- Кульчицкий Д. И., Осадчий В. Г. Тепловое поле и размещение месторождений нефти и газа в Западно-Украинской нефтегазоносной области.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 1.

- Новосилецкий Р. М. Условия формирования нефтяных и газовых залежей Предкарпатья.— В сб.: Генезис нефти, «Недра», 1967.
- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. «Наука», Алма-Ата, 1970.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное положение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1956, № 1, 3.
- Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— Геол. и геофиз., 1962, № 11, 12.
- Поспелов Г. Л., Козлова Л. Е., Гонцов А. А. Возможные механизмы образования нефтяных залежей из водо-нефтяных растворов в продуктивной гидродинамической системе.— В сб.: Генезис нефти и газа, «Недра», 1967.
- Поспелов Г. Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1967, № 11.
- Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959, 28.
- Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат. Изд-во АН УССР, Киев, 1955.

Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.

Институт геологии и геохимии
горючих ископаемых АН УССР
Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

Статья поступила
8 января 1972 г.

УДК 551.243.8(571.661)

А. А. АЛЕКСАНДРОВ

**СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ
р. ЧИРЫНАЙ (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)**

Описывается внутреннее строение и структурное положение серпентинитового меланжа и пространственно связанного с ним офиолитового комплекса в верхнем течении рек Чирьнай и Ныгчеквеем на севере Корякского нагорья. Цементом меланжа являются серпентиниты, в которых заключены блоки разнообразных по составу и возрасту пород. Образование меланжа связывается с процессами раздробления, смятия и скучивания океанической коры и относится к поздней юре. С последующими движениями связано усложнение внутренней структуры меланжа. Протрузии серпентинитов включают протяженные залежи ртутоносных листовенитов.

Термин «меланж» был введен в геологическую литературу И. Гринли (Greenli, 1919), который на о. Энглен (Уэльс, Англия) выделил сложно построенную брекчию и дал ей название «автокластический меланж».

Внимание широкого круга геологов к этим интереснейшим образованиям было обращено после того, как И. Бейли и У. Меккэлиен (Baily, McCallien, 1952—1954) описали на территории Ирана и Турции своеобразную тектоническую формацию «Ançara melange», или «анкарская смесь».

Подробное описание меланжа приводится в известных публикациях советских геологов (Пейве, 1969; Книппер, 1970; Белостоцкий, 1970, и др.).

Своеобразие условий образования меланжа, характерный набор пород, пространственная и генетическая связь с поясами офиолитов, независимо от существующих точек зрения на их происхождение, заставили пересмотреть многие казавшиеся до этого незыблемыми представления о тектоническом строении, истории развития и стратиграфии целых регионов (Пейве, 1969; Богданов, 1969; Бейли и Блейк, 1969).

В настоящей работе на основании фактического материала, полученного автором в процессе проведения крупномасштабного геологического картирования северной оконечности Корякского нагорья в 1970—1971, гг., описывается внутреннее строение серпентинитового меланжа.

Цель настоящей статьи — обратить внимание широкого круга геологов, занимающихся изучением Корякской складчатой области и Тихоокеанского пояса в целом, на широкое развитие в пределах последнего специфических зон меланжа и в свете новых представлений о развитии геосинклиналей (Пейве, 1969) рассмотреть историю развития и тектоническое строение региона.

**ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА
И СЕРПЕНТИНИТОВОГО МЕЛАНЖА ВЕРХОВЬЕВ р. ЧИРЫНАЙ**

Выходы пород офиолитового комплекса в пределах Корякской складчатой области известны давно. Их стратиграфия и тектоническое положение подробно описано в работах В. Т. Матвеевко (1960), Г. Г. Кайгородцева (1960), Ю. Б. Гладенкова (1963), Б. М. Чикова (1967), Б. Х. Еги-

азарова и И. М. Русакова (1963), А. Ф. Михайлова (1960) и других геологов, изучавших этот район.

Линейно-вытянутые зоны северо-восточного простирания с набором офиолитовых формаций описывались как эвгеосинклинали. Возраст вулканогенно-кремнистых отложений в пределах таких зон (в отдельных частях Коряжской складчатой области) одними исследователями (Русаков, Егиазаров, 1958; Егиазаров, 1965, 1969) относился к среднему палеозою — наанкнейская свита карбон-пермского возраста в среднем течении р. Хатырки; другими (Михайлов, 1960; Кайгородцев, 1960) для Таловско-Майнского поднятия и Ю. Б. Гладенковым (1963) и Н. А. Богдановым (1970) для нижнего течения р. Хатырки — к верхнеюрскому — нижнемеловому времени (пекульнейская свита).

Такой большой разрыв во времени формирования вулканогенно-кремнистых и граувакковых отложений в пределах Коряжского нагорья в отдельных случаях подтверждался единичными находками фауны соответствующего возраста (ругоз, кораллов, брахиопод — для палеозойских отложений и ауцелл — для юрско-меловых), а в большинстве случаев определялся по методу аналогий или исходя из тех или иных общегеологических представлений.

В зависимости от возраста вулканогенно-кремнистых и граувакковых отложений менялся от района к району и возраст интрузий базитов и гипербазитов, пространственно всегда с ними тесно связанных. Таким образом, возраст интрузий базитов и гипербазитов определялся отдельными исследователями от среднего палеозоя (Егиазаров, Русаков, 1963) до верхнего мела (Чиков, Иванов, 1963). Причем и те и другие справедливо отмечали, что пояса офиолитов пространственно всегда связаны с зонами глубинных разломов, формирование которых не было синхронно. Периоды максимальной тектономагматической деятельности каждого из разломов находились в прямой зависимости от эволюции геосинклинали и закономерно смещались во времени и пространстве (Чиков, Иванов, 1963).

Необходимо подчеркнуть, что внутреннее строение зон глубинных разломов не описывалось, а интрузивная природа базитов и гипербазитов считалась сама собой разумеющейся.

Блоки различных по составу, генезису и возрасту пород, встречающиеся среди серпентинитов во многих зонах базитового и ультрабазитового магматизма, считались, да и сейчас считаются, остатками кровли интрузивных массивов. Описывались те или иные контактовые изменения в этих останках кровли, к которым относились карбонатизация, хлоритизация и цеолитизация — процессы, никак не связанные с высокотемпературным контактовым метаморфизмом.

Впервые необычность строения зон базитового магматизма в Коряжском нагорье была подмечена Н. А. Богдановым (1970), который в бассейне р. Хатырки описал зоны серпентинитового меланжа, расположенные во фронтальных частях глубинных шарьяжей. Для бассейна р. Хатырки Н. А. Богданов считает, что вулканогенно-кремнистые отложения, вмещающие меланж, имеют раннемеловой возраст и что они залегают непосредственно на «базальтовом» слое земной коры.

Рассматриваемая в настоящей статье зона офиолитов в опубликованных работах отображения не нашла. На имеющихся геологических картах здесь, в пределах так называемого Майницкого антиклинория, выделено несколько небольших изометрических интрузий базитов и гипербазитов, у одних из которых отрисованы активные контакты с вмещающими отложениями, другие ограничены геометрически правильными разрывными нарушениями.

В процессе проведения полевых исследований летом 1971 г. автор столкнулся с морфологически очень сложной зоной (рис. 1); строение которой не укладывалось в обычные геологические представления.

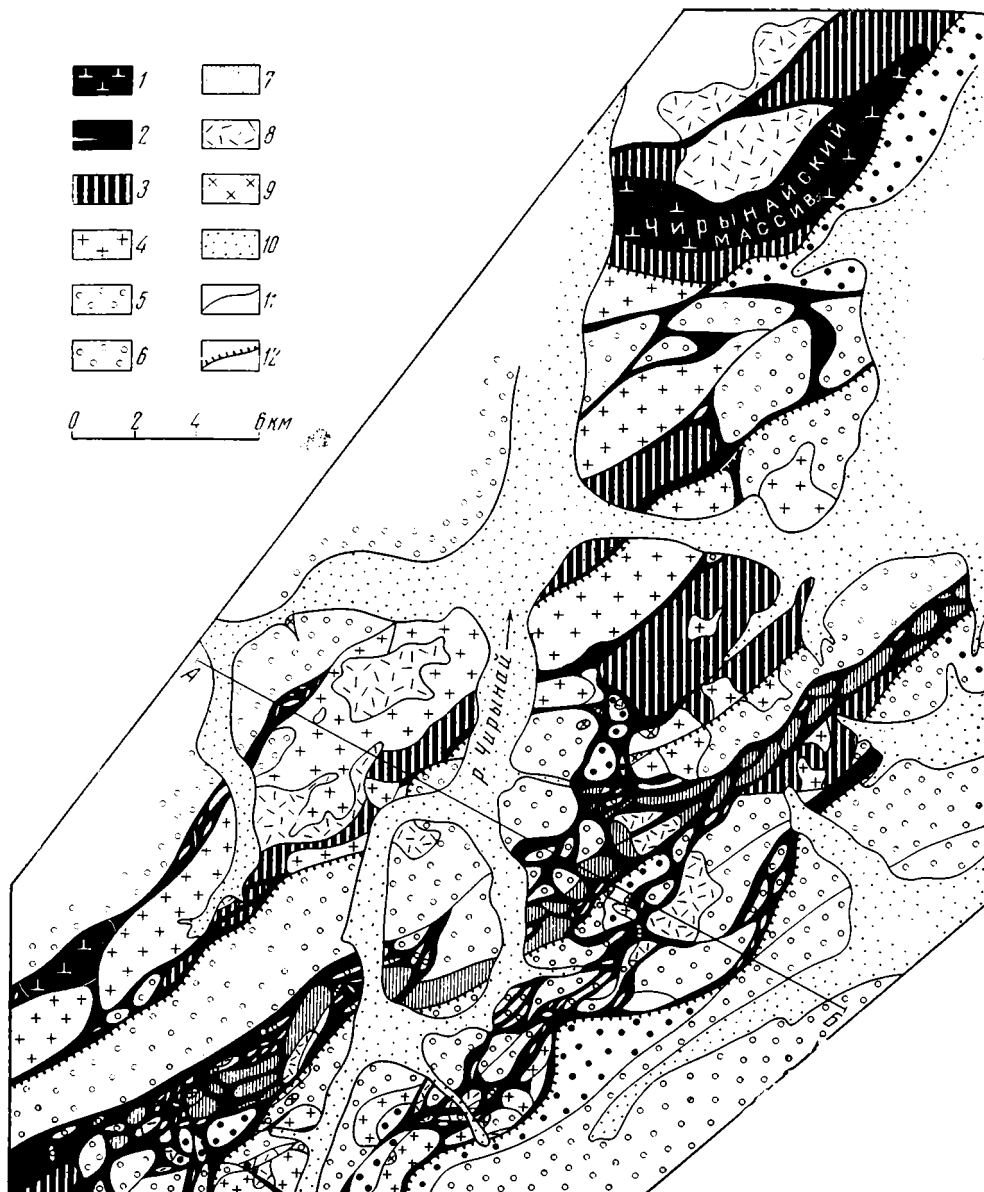


Рис. 1. Схематическая геологическая карта верхнего течения р. Чирная (серпентинитовый меланж)

1 — перидотиты, пироксениты; 2 — серпентиниты; 3 — габбро; 4 — плагиограниты, гранодиориты; 5 — кремнисто-вулканогенно-граувакковые отложения; 6 — нижнемеловой флиш; 7 — метаморфические сланцы лавсонит-глаукофановой фации; 8 — толща эффузивов смешанного состава (липариты, андезиты, базальты); 9 — комплекс малых интрузий и даек (гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры); 10 — рыхлые четвертичные отложения; 11 — геологические границы; 12 — надвиги

Здесь разита зона гигантской тектонической брекчии, цементом в которой являются серпентиниты. Исключительно интересная и сложная по своему строению зона в виде двух параллельных рукавов (в пределах площади проведения крупномасштабного картирования) вытянута в северо-восточном направлении и пересекает верхнее течение рек Чирная и Ныгчекеем.

Ультрабазиты, являющиеся цементом гигантской брекчии, представлены исключительно серпентинитами. Это интенсивно рассланцованные

породы черного, бутылочно-зеленого или салатного цвета с идеальными, до глянцевых, зеркалами скольжения на поверхностях трещин. Отдельные узкие (до 5—10 м мощностью) «выжимки» серпентинитов превращены в пластичную глиноподобную массу, среди которой встречаются многочисленные чечевицеобразные обломки с глянцевыми поверхностями рассланцованных серпентинитов. Среди серпентинитов встречаются отдельные глыбы и целые блоки неизменных гигантозернистых пироксенитов или полосчатых гипербазитов; полосчатость обусловлена чередованием полос тех же пироксенитов и дунитов. Размер обломков и глыб неизменных гипербазитов изменяется от 1—2 до 100—150 м в поперечнике. Форма глыб, как правило, вытянутая, эллипсоидальная, утугообразная. Контакты с серпентинитами четкие, с идеальными зеркалами скольжения. Необходимо отметить, что неизменные гипербазиты в пределах изученной зоны встречаются в резко подчиненном количестве в сравнении с серпентинитами. Исключение составляют две глыбы неизменных гипербазитов, отображенные специальным знаком, в юго-западном и северо-восточном углах описываемого района (см. рис. 1). Площадь первой из них 4 км², второй — 25 км², последняя известна в литературе под названием Чирынайского массива.

Кластическая часть гигантской тектонической брекчии представлена самыми разнообразными по составу, генезису и возрасту породами. Здесь в самых различных соотношениях, без какого-либо порядка, встречаются глыбы сургучных яшм, серых и черных кремней, граувакк, эффузивов основного и кислого состава, туфов, габброидов, гранодиоритов, мраморов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Свообразными породами, для которых наблюдается четкая закономерность в пространственном размещении, являются лавсонит-глаукофановые сланцы. Глыбы и блоки этих пород в виде полосы северо-восточного простирания шириной до 1 км прослеживаются вдоль всей зоны меланжа. Отдельные блоки метаморфических сланцев отделены друг от друга и окружающих, инородных по составу глыб теми же серпентинитами.

Другими, не менее интересными образованиями являются пластообразные залежи ртутоносных лиственитов. Мощность отдельных залежей колеблется в широких пределах (от 1—2 до 25—30 м), по простиранию они прослеживаются до 500 м. Отдельные глыбы лиственитов также отделены друг от друга серпентинитами и нередко кулисообразно смещены. Блоки разнообразных по составу пород, входящих в состав гигантской тектонической брекчии, как правило, сложены породами более плотными, чем серпентиниты, поэтому они сохранились в виде отдельных скальных глыб или холмов, создающих в совокупности полосу останцового рельефа, которая хорошо читается на аэрофотоснимках. Размер отдельных блоков меняется в широких пределах: от микроскопических до 2—3 км в поперечнике.

Такое мозаичное строение характерно для юго-восточной части описываемой зоны. В ее северо-западной части размеры глыб значительно крупнее. Размер отдельных блоков пластины достигает 2—4 км мощности и по простиранию они прослеживаются на 12—15 км. Они сложены граувакками, кремнисто-вулканогенными породами, гранодиоритами, габбро, эффузивами, туфами, песчаниками и конгломератами. Наиболее крупные по размерам пластины представлены гранодиоритами, габбро и граувакками. Контакты между всеми разновидностями пород тектонические и выполнены серпентинитами. Мелкие по размеру глыбы и блоки пород, кроме описанных выше, представлены мраморами, сургучными яшмами, туфами. Вдоль северо-западной границы зоны встречаются редкие глыбы метаморфических сланцев.

подавляющее большинство блоков интенсивно раздроблено мелкой беспорядочно ориентированной сетью трещин, выполненных лаumontитом и пренитом. Нередко количество цеолитов достигает 15—20% всего

объема породы, причем цеолитизации подвергаются любые породы независимо от их состава, за исключением метаморфических сланцев, для которых характерно только окварцевание.

Ширина всей описанной зоны меланжа 10—14 км, по простиранию зона прослежена от верховьев р. Чирынай (западная граница исследованного района) до истоков р. Эчинку (на расстоянии 50 км), где она скрывается под четвертичными отложениями Анадырской впадины. Отдельные ответвления зоны меланжа изучены по разрозненным выходам пород офиолитового комплекса (эрозионные окна среди рыхлого четвертичного чехла) в обрамлении оз. Майниц.

Контакты тектонической брекчии с вмещающей толщей вулканогенно-кремнисто-граувакковых отложений четкие, прихотливо-извилистые и всегда сопровождаются многочисленными зеркалами скольжения. Вмещающая толща пород как и большинство глыб внутри меланжа, интенсивно катаклазирована и цеолитизирована (из цеолитов преимущественно распространен лаumontит).

Целый ряд фактов говорит о надвиговом или во всяком случае пологом залегании всей зоны тектонической брекчии. Подавляющее большинство замеров в коренном залегании контактов линейно-вытянутых блоков указывает на их падение к юго-востоку под углами 45—60°, такое же залегание отдельных глыб и пластин читается на аэрофотоснимках. На планах изолиний ΔT зона брекчии характеризуется линейно-вытянутыми положительными аномалиями, которые всегда с северо-запада ограничены ярко выраженным сопряженным минимумом, что при известном допущении указывает на падение аномалообразующих объектов к юго-востоку. Кроме того, по гравиметрическим данным (устное сообщение ст. геофизика Анадырской комплексной геологоразведочной экспедиции СВТГУ П. И. Полякова), Чирынайский гипербазитовый массив, расположенный в зоне меланжа, имеет форму пластины мощностью 2—3 км, наклонной к юго-востоку под углом 10°.

Таким образом, фактический материал позволяет говорить, что в верхнем течении р. Чирынай имеются системы линейно-вытянутых в северо-восточном направлении шарьяжей, в совокупности представляющих фронтальную часть глубинного надвига, выполненную офиолитами. Фланги надвиговой структуры сложены вулканогенно-кремнисто-граувакковыми отложениями. Толща этих пород сложно дислоцирована и катаклазирована, четкие маркирующие горизонты отсутствуют. Все это в известной мере маскирует надвиговое строение зоны и не позволяет судить о величине латерального перемещения отдельных пластин.

Очевидно, что наблюдаемое с поверхности мозаично-брекчиевидное строение зоны сохраняется и с глубиной (рис. 2). Во всяком случае,

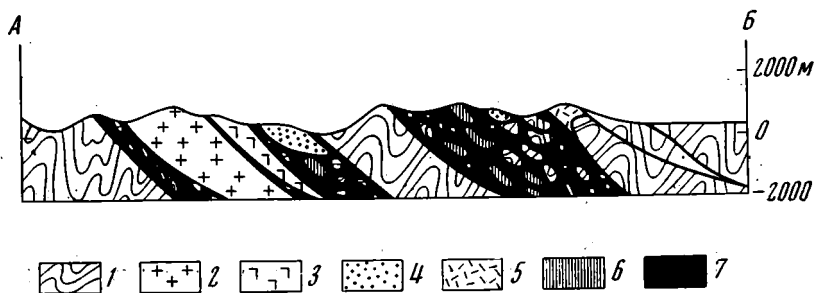


Рис. 2. Разрез через зону серпентинитового меланжа в верхнем течении р. Чирынай

1 — толща кремнисто-вулканогенно-граувакковых отложений; 2 — плагиограниты, гранодиориты; 3 — габбро; 4 — нижнемеловой флиш; 5 — эффузивы смешанного состава (липариты, андезиты, базальты); 6 — метаморфические сланцы; 7 — серпентиниты

в пределах эрозионного вреза (по разнице абсолютных отметок) на глубину до 1000 м внутреннее строение описанной зоны сколько-нибудь заметных изменений не претерпевает.

Приведенный материал позволяет говорить о том, что пояс офиолитов в верхнем течении р. Чирынай представляет собой гигантскую тектоническую брекчию, которая по своему внутреннему строению и проявлению в современной структуре района представляет полную аналогию серпентинитовому меланжу, описанному во многих районах Альпийско-Гималайского пояса.

ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС ПОРОД, ВХОДЯЩИХ В МЕЛАНЖ

Очень сложен и чрезвычайно запутан вопрос о возрасте и происхождении пород, входящих в меланж и вмещающих его.

Фаунистически охарактеризованы в пределах изученного района лишь флишеподобные отложения берриаса и валанжина с остатками ауцелл. Работами автора доказано их несогласное налегание (с базальными конгломератами) на образования кремнисто-вулканогенно-граувакковой толщи. Однако отдельные блоки этих отложений также присутствуют в меланже.

Возраст всех остальных образований, входящих в меланж, условен и каждым исследователем трактуется по-разному.

Наибольшее количество блоков, входящих в меланж, и отложения, вмещающие его, представлены породами кремнисто-вулканогенно-граувакковой толщи. В ее состав входят основные эффузивы, представленные спилитами, диабазовыми порфиритами, подушечными лавами и их туфами, сургучными яшмами, серыми кремнями, граувакками.

В различных районах Корякского нагорья вулканогенно-кремнистая толща имеет свои местные названия, и разные исследователи присваивают ей различный возраст.

И. М. Русаков (1963) эти отложения в среднем течении р. Хатырки объединил в наанкнейскую свиту, возраст которой определен как карбон-пермский по находкам верхнепалеозойских кораллов и брахиопод в известняках, входящих в состав этой толщи. Аналогичные по составу отложения на левобережье р. Хатырки в ее нижнем течении Ю. Б. Гладенковым (1963) объединены в пекульнейскую серию, возраст которой определяется как верхнеюрский — нижнемеловой по находкам ауцелл в терригенных породах. Блоки известняков с палеозойской фауной этот исследователь считает экзотическими, и из состава толщи они выведены.

В описываемом районе возраст этих отложений определяется как карбон — пермь по аналогии с наанкнейской свитой (Русаков и Трухалев, 1964).

Мощность отложений по разным исследованиям колеблется от 2000 до 8000 м, хотя следует отметить, что полных разрезов ни один исследователь не описал. Толща вулканогенно-кремнистых отложений интенсивно дислоцирована, катаклазирована и изменена до такой степени, что зачастую невозможно определить первичный состав пород. Многочисленные надвиги и шарьяжи еще более запутывают картину (Богданов, 1969).

Необходимо обратить внимание геологов, занимающихся изучением Корякско-Камчатской складчатой области и всего Тихоокеанского пояса в целом, что толщи кремнисто-вулканогенно-граувакковых осадков широко развиты вокруг Тихоокеанского пояса, везде они имеют сходный до мельчайших подробностей состав, но на различных участках в зависимости от степени изученности и по единичным находкам фауны возраст их меняют от нижнего карбона до нижнего мела. Н. А. Богданов (1969), обобщивший имеющийся фактический материал по Корякскому нагорью, Японии, Новой Гвинее, Калифорнии, предлагал толщу грау-

вакк, радиоляритов, известняков и основных эффузивов, развитую повсеместно в Тихоокеанском поясе, называть «францисканской формацией», по аналогии с береговыми хребтами Калифорнии, где она выделена Э. Бейли и М. Блейком (1969), и возраст ее считать от верхнего карбона до нижнего мела; более дробное расчленение можно проводить в пределах выделенной формации. Видимо, следует согласиться с этим предложением, чтобы избежать в дальнейшем такого положения, когда одни и те же вещи разными геологами называются разными именами.

Специально следует остановиться на метаморфических сланцах, принимающих участие в меланже. И. М. Русаков и Б. Х. Егизаров (1963) условно датировали их верхним протерозоем и считали, что они являются составной частью кристаллического фундамента.

Всеми исследователями, занимающимися изучением районов с корой океанического типа, будь то Альпийско-Гималайский пояс (Пейве, 1969), Япония (Miyashiro, 1961), Новая Зеландия (Богданов, 1969), Калифорния (Бейли и Блейк, 1969) или Корякское нагорье (материалы автора), комплекс пород фации лавсонит-глаукофановых сланцев отмечается в виде узких, линейно-вытянутых, локально развитых зон в передовых частях шарьяжей или меланжа. Тектоническое происхождение тех и других не вызывает сомнений; образование этих специфических структур связано с колоссальным односторонним стрессом, а индекс-минералы метаморфических сланцев — лавсонит, стильпномелан и глаукофан (Марков, 1970; Добрецов, 1964) — указывают на высокие давления и низкие температуры и не характерны для метаморфических пород, связанных с региональным термическим или плутоническим метаморфизмом. Кроме того, автором в описываемом районе Корякского нагорья наблюдались переходы от нормальных граувакк и основных эффузивов к глаукофановым сланцам и интенсивно рассланцованным порфиритоидам.

Не менее сложен и разноречив вопрос о возрасте и происхождении магматических образований зоны серпентинитового меланжа. Последовательность становления отдельных магматических комплексов ни у кого из геологов, проводивших полевые исследования в бассейне р. Чирынай (В. Г. Решетов, В. И. Павлов, А. А. Александров), сомнений не вызывает. Наиболее древними являются гипербазиты, так как ксенолиты этих пород обнаружены в габброидах и гранитоидах. По наличию ксенолитов габбро в интрузиях плагиогранитов и гранодиоритов устанавливается более молодой возраст двух последних по сравнению с габброидами. Следующий этап магматической деятельности связан с излиянием покровов эффузивов смешанного состава, представленных липаритами, дацитами и андезитами; базальный горизонт этой толщи с галькой и обломками габбро и гранитоидов наблюдался непосредственно в обнажениях.

В заключительный этап магматической деятельности произошло внедрение комплекса малых интрузий и даек кислого и умеренного кислого состава, представленных гранит-порфирами и диорит-порфирами. Рвущие активные контакты этого комплекса наблюдались со всеми вышеописанными магматическими породами.

Более сложен вопрос об абсолютном возрасте интрузивных образований района.

Ранее мы отмечали, что возраст интрузий гипербазитов у разных исследователей колеблется в весьма широком диапазоне — со среднего палеозоя до верхнего мела.

Как отмечал А. В. Пейве (1969), источником ошибок в определении возраста гипербазитов является смешение времени формирования гипербазитов и габброидов как горных пород со временем протрузивного становления этих пород в верхних структурных этажах. И это действительно так.

Поскольку гипербазиты и габброиды составляют основание коры океанического типа (Пейве, 1969), они должны быть и наиболее древними образованиями района, во всяком случае докарбоновыми; становление же их в верхних структурных этажах связано с протрузиями меланжа, поэтому нередко мы наблюдаем контакты этих пород по зонам разрывных нарушений с фаунистически охарактеризованными отложениями берриаса и валанжина. Такой подход к оценке возраста гипербазитов и габброидов ускользал от внимания геологов, изучавших район.

Менее уверенно можно говорить о возрасте плагиогранитов и гранодиоритов, хотя верхняя возрастная граница их достоверно устанавливается по гальке этих пород в базальном горизонте берриаса в между-речье Чирьнай — Ныгчеквеем.

Надо отметить, что немалую роль в ошибках при определении возраста интрузий гранитоидов сыграли многочисленные определения абсолютного возраста этих пород калий-аргоновым методом. Все имеющиеся определения, а их более 15, укладываются в рамки 62—137 млн. лет, причем преобладают определения в 62—100 млн. лет (СВКНИИ, И. А. Загрузина). Радиогенное омоложение пород может быть связано с утерей радиогенных изотопов, и, как показал В. Е. Хаин (1969), этот процесс не влияет сколько-нибудь заметно на структурно-минералогические особенности пород.

Возраст толщи эффузивов смешанного состава до сих пор остается неизвестным. Судя по их свежему облику и наличию в базальном горизонте толщи эффузивов галек габбро и гранодиоритов, время формирования толщи эффузивов смешанного состава значительно оторвано по времени от предшествующих магматических комплексов.

Нижняя граница формирования комплекса малых интрузий кислого состава установлена нами по контактовым изменениям вокруг этих интрузий в фаунистически охарактеризованных осадках валанжина; верхняя возрастная граница не установлена.

Предположительно становление комплекса малых интрузий связывается с орогенным этапом развития геосинклинали, и тогда возраст их определяется как сенон — палеоген.

Заканчивая краткий обзор этого вопроса, надо остановиться на времени формирования меланжа. Находки галек серпентинитов и габбро в конгломератах верхней юры — берриаса в исследованном районе указывают на то, что к этому времени серпентинитовый меланж бассейна р. Чирьнай был уже сформирован. Образование его произошло в процессе сучивания, смятия и подвигания коры океанического типа в пред-верхнеюрское время.

В меловое время происходило накопление мощных флишевых толщ и излияние вулканитов наземного типа. Источником материала для флишевых толщ служили, видимо, офиолиты, выдвинутые на поверхность вдоль зоны меланжа. Петрографическое изучение грубозернистых разновидностей пород флишевой толщи подтверждает наличие в них многочисленных галек кремней, яшмоидов, спилитов и габбро. Надо сказать, что формирование меланжа на этом не прекратилось, протрузии ультрабазитов продолжились и в более позднее время, на что, например, указывают выжимки серпентинитов в отложениях валанжина в исследованном районе и даже в фаунистически охарактеризованных палеогеновых осадках на левобережье р. Хатырки (Э. Б. Невретдинов (устное сообщение).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал позволяет говорить, что в бассейне р. Чирьнай (Корякское нагорье) имеет место типичный серпентинитовый меланж, образовавшийся в процессе тектонического перемешивания и выдавливания по зоне глубинного шарьяжа различных по возрасту и генезису пород. Цементом в меланже всюду являются серпентиниты.

Главная фаза формирования меланжа относится к предверхнеюрскому времени, в последующем происходило усложнение внутренней структуры меланжа.

Все гипербазиты описываемого района в верхних структурных этажах находятся в протрузивной форме, на что указывают многочисленные идеальные зеркала скольжения и отсутствие зон контактового метаморфизма. Большая часть тел габброидов и гранитоидов представляет полого наклонные пластины, входящие в состав меланжа.

Меланж бассейна р. Чирынай по своему внутреннему строению и составу блоков входящих в него пород до малейших подробностей схож с аналогичными образованиями, описанными в Альпийско-Гималайском поясе (Пейве, 1969; Книппер, 1971) и в других районах Тихоокеанского пояса (Пейве, 1969; Богданов, 1970; Бейли, и Блейк, 1969).

Время формирования аналогичных структур в отмеченных выше районах указывает на синхронность тектонических процессов в истории развития Земли.

Замечательной чертой меланжа является повсеместное наличие в нем ртутоносных листовитовых залежей, многие из которых могут, видимо, иметь практическое значение.

Анализ имеющегося фактического материала позволяет говорить, что в пределах Корякской складчатой области меланж получил широкое распространение. Зоны, аналогичные описанной здесь, можно выделить в бассейне р. Ягельной (к северо-западу от описанного района), р. Четкинвям (правый приток р. Хатырки), в верхнем течении р. Пикасьваям, в пределах Таловско-Майнского поднятия (район

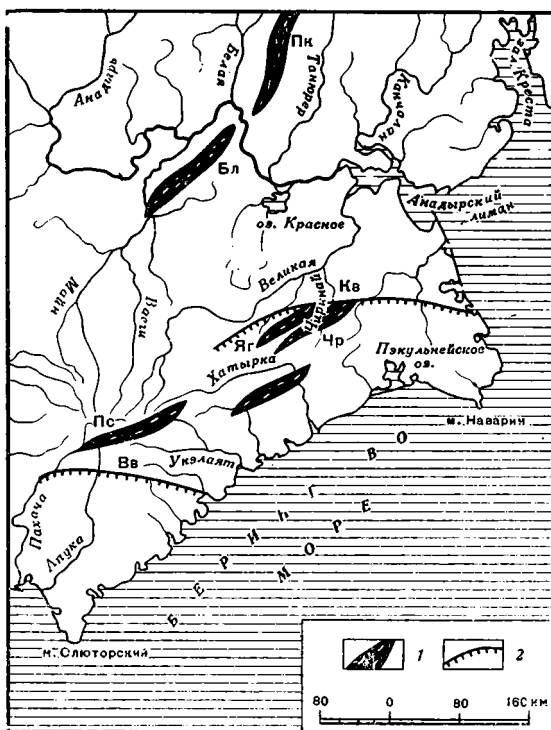


Рис. 3. Схема распространения меланжа и региональных надвигов в Корякском нагорье
1 — серпентинитовый меланж; 2 — надвиги: ПК — Пекульнейский; БЛ — Бельский; ЯГ — Ягельный; ЧР — Чирынайский; ПС — Пикасьваямский; ЧТ — Четкинвямский; ВВ — Вывенкский; КВ — Койвераланский

Куюльского массива гипербазитов, Усть-Бельские горы), в центральной части хр. Пекульней и многих других районах (рис. 3). До настоящего времени меланж отмеченных районов не выделялся.

Все перечисленные зоны хаотических структур прекрасно прослеживаются на местности и читаются на аэрофотоматериалах. На планах изолиний ΔT им соответствуют четкие линейно-вытянутые положительные аномалии.

Шарьяжные и надвиговые структуры, несомненно, получили значительное распространение в Корякском нагорье, на что указывают материалы И. М. Русакова и А. И. Трухалева (1964), Н. А. Богданова (1969) и настоящей статьи, но должного внимания им до настоящего времени не уделялось.

Наличие меланжа и шарьяжей в Корякском нагорье заставляет по-новому взглянуть на строение и историю развития региона и отказаться от многих привычных, но устаревших представлений не только в расшифровке геологического строения, но и в правильном понимании закономерностей размещения полезных ископаемых.

Зоны меланжа и глубинных шарьяжей являются не только благоприятными каналами для циркуляции рудоносных гидротерм в силу своей повышенной проницаемости, но в целом ряде случаев и прекрасными рудными ловушками, в особенности в основании аллохтонных пластин, которые могут служить надежным экраном. С этой точки зрения необходимо пересмотреть структурное положение известных рудопроявлений и рудных полей и выработать новые, вполне определенные поисковые критерии.

Литература

- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое.— *Геотектоника*, 1969, № 3—4.
- Белостокский И. И. Тектонические покровы.— В кн. «Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ». «Недра», 1970.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— *Геотектоника*, № 3, 1969.
- Богданов Н. А. Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья.— *Докл. АН СССР*, 1970, т. 192, № 3.
- Гладенков Ю. Б. Офиолитовые формации южного течения реки Хатырки (Корякское нагорье).— *Тр. Геол. ин-та АН СССР*, 1963, вып. 89.
- Добрецов Н. Л. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре.— В кн. «Другие вопросы». Междунар. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геологов. «Наука», 1964.
- Егиазаров Б. Х., Дундо О. П., Аникеева Л. И., Русаков И. М., Дегтяренко Ю. П. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. *Тр. НИИГА*, 1965, т. 148.
- Егиазаров Б. Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. «Недра», 1969.
- Егиазаров Б. Х., Русаков И. М. Магматические циклы Корякского хребта и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.
- Кайгородцев Г. Г. Офиолитовые формации хребта Пекульней.— *Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР*, вып. 15. Магадан, 1960.
- Книппер А. Л. Породы мантии на поверхности Земли.— *Природа*, 1969, № 7.
- Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— *Геотектоника*, 1970, № 2.
- Книппер А. Л. Внутреннее строение меланжа Малого Кавказа.— *Геотектоника*, 1971, № 5.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— *Геотектоника*, 1970, № 2.
- Матвеев В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Магадан, 1960.
- Михайлов А. Ф. Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации северной части Корякско-Камчатской складчатой области.— *Тр. II Всес. петрогр. совещ.* Ташкент, 1960.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— *Геотектоника*, № 4, 1969.
- Русаков И. М., Трухалев А. И. Древние геологические образования Корякского хребта, их место и роль в его геотектоническом развитии.— *Уч. зап. регион. геол. Тр. Ин-та геол. Арктики*, 1964, вып. 3.
- Русаков И. М., Егиазаров Б. Х. Стратиграфия докембрийских и палеозойских отложений Корякского хребта.— *Тр. НИИГА*, 1958, т. 85.
- Ханн В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразований океанических впадин.— *Геотектоника*, 1969, № 3.
- Чиков Б. М., Иванов В. К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области.— В кн. «Геология Корякского нагорья». Госгортехиздат, 1963.
- Чиков Б. М. Глубинные разломы Корякского нагорья.— *Геотектоника*, 1967, № 6.
- Bailey V. E., McCallien W. I. Serpentine lavas the Ancara melange and Anatolian thrust. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1952—1954, v. 62, No. 11.
- Greenli E. The geology of Angelsi. *Great Britan Geol. Surv. Mem.*, 1919.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. *J. Petrology*, 1961, v. 2, No. 1.

УДК 551.242.2(265.2)

Г. С. ГНИБИДЕНКО

ТЕКТОНИКА ДНА БЕРИНГОВА МОРЯ

Рассматривается строение земной коры в Беринговом море на основе комплексного анализа имеющихся геолого-геофизических данных. Составлена структурная схема этого региона, и сделаны выводы о тектонике плиты Дежнева (Восточно-Берингоморский шельф) и о перспективах на поиски нефти и газа для шельфовых участков моря.

ВВЕДЕНИЕ

Берингово море расположено в северной части Тихого океана. С запада оно ограничено п-вом Камчатка и Корьякским побережьем, на востоке — п-вом Аляска. На севере граница проходит по побережью Чукотского полуострова и п-ова Сьюард, которые отделяют Берингово море от Чукотского. На юге границей моря является цепь островов Алеутской гряды.

Основными элементами морфоструктуры дна Берингова моря являются: шельф, континентальный склон и глубоководная впадина. Берингоморский шельф простирается вдоль прилегающих к морю материков и подразделяется на Западно-и Восточно-Берингоморскую части (рис. 1). Первая из них расположена у берегов Камчатки и Корьякского нагорья. Ширина шельфа здесь колеблется от 20 до 85 км и увеличивается в заливе Карагинском до 120 км. Восточно-Берингоморский шельф, примыкающий к берегам Чукотки и Аляски, занимает территорию шириной до 750 км. Средняя глубина шельфа Берингова моря равна 150 м (Гершанович, 1962). Со стороны открытого моря шельф ограничен бровкой, представляющей собой перегиб поверхности дна, отделяющий шельф от континентального склона. В пределах Берингова моря глубина бровки шельфа колеблется от 120 до 165 м.

Континентальный склон расчленен поперечными подводными долинами, часть которых является наиболее крупными в мире. Глубина их вреза достигает 2600 м (долина Жемчуга), ширина — до 45 км (Прибыловская долина). В средней своей части большинство долин имеет каньонообразный облик (Котенев, 1965). Крупные долины берут свое начало в зоне внешнего шельфа. Верхние части долин могли образоваться в результате выноса рыхлого материала, принесенного реками Сибири и Аляски в зону внешнего шельфа при низком положении уровня моря в ледниковое время. Вероятно, большое значение в образовании долин сыграла также тектоническая раздробленность уступа, предопределившая их форму и ориентировку (Scholl et al., 1970).

Глубоководная впадина Берингова моря (рис. 1) подводными хребтами Ширшова и Бауэрс разделена на три котловины: Командорскую, Алеутскую и Бауэрс. Последняя из них является наиболее глубокой, хотя дно всех трех лежит примерно на одном уровне — 3500—3900 м. Дно глубоководных котловин представляет собой обширные субгоризонтальные равнины неволевой аккумуляции (Канаев, Удинцев, 1961), сложенные толщей горизонтально лежащих слоистых осадков мощностью до 1 км (Ewing et al., 1965).

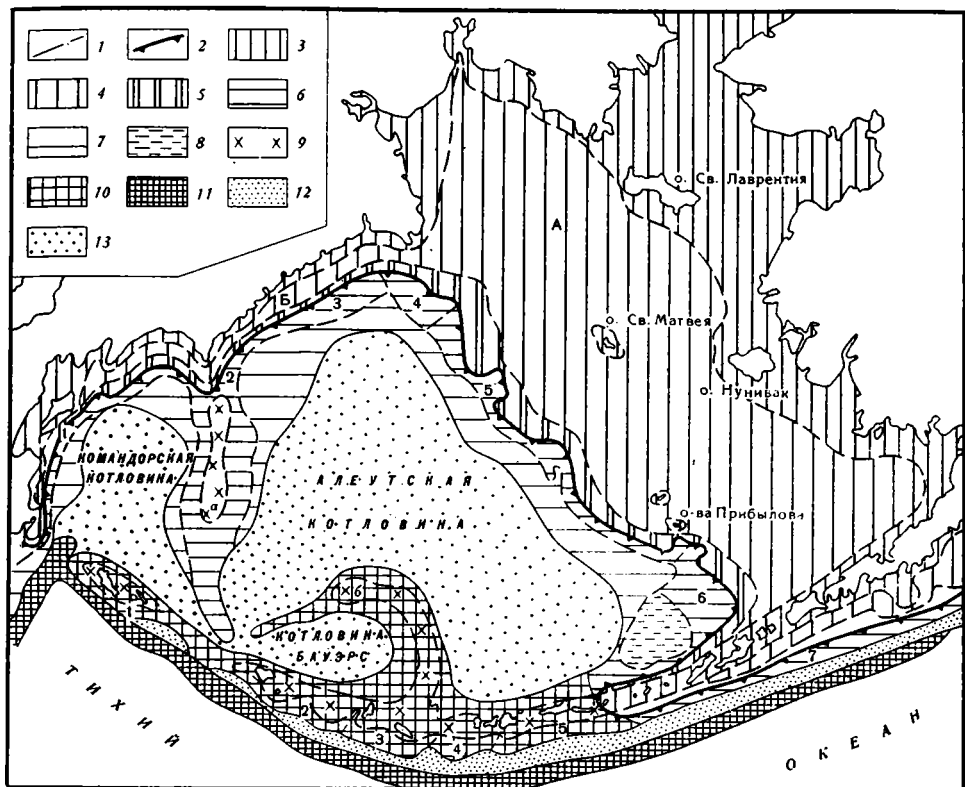


Рис. 1. Схема геоморфологического районирования дна Берингова моря и прилегающего к нему сектора Тихого океана. Составил А. С. Сваричевский.

1 — границы районов и зон; 2 — бровка шельфа; 3 — прибрежная зона шельфа (береговой склон); 4 — центральная зона шельфа; 5 — внешняя зона шельфа; 6 — уступ континентального склона; 7 — подножие континентального склона; 8 — подводное плато Уманак; 9 — вершинные поверхности хребтов: (буквы — на схеме) а — Ширшова, б — Бауэрса; 10 — Алеутский подводный хребет с хребтом Бауэрса; 11 — Алеутский глубоководный желоб; 12 — Алеутская глубоководная ступень; 13 — глубоководные котловины. Шельф (буквы — на схеме: А — Восточно-Берингоморский; Б — Западно-Берингоморский). Континентальный склон (цифры — на схеме): 1 — Прикамчатский; 2 — Олюторский; 3 — Прикорякский; 4 — Наваринский; 5 — Восточно-Берингоморский; 6 — Бристольский; 7 — Аляскинский. Алеутский подводный хребет (цифры — на схеме): 1 — Командорский склон; 2 — склон островов Ближних; 3 — склон островов Крысьих; 4 — западный склон Андреяновских островов; 5 — восточный склон Андреяновских островов

Алеутский хребет и подводные хребты Бауэрса и Ширшова. Алеутский хребет в виде дуги протягивается от п-ва Камчатка до Аляски на расстояние более чем 2260 км. Глубокие проходы делят единый массив на пять блоков, увенчанных группами островов: Командорскими, Ближними, Крысьими, Андреяновскими и Лисьими. Наиболее глубокий Камчатский пролив является продолжением Курило-Камчатского глубоководного желоба. К северу от Крысьих островов ответвляется подводный хр. Бауэрса.

Высота Алеутского хребта, лежащего в основном ниже уровня моря, в среднем составляет 3000—3500 м над дном глубоководных котловин. Незначительная часть его достигает иногда высоты до 5500 м (Морской атлас, 1950). Хребет имеет асимметричное строение (рис. 1). Его северный склон несколько круче южного, но редко превышает 10°.

Вдоль южного (тихоокеанского) склона Алеутского хребта обнаружена крупная ступень шириною 20—40 км, расположенная примерно на уровне дна глубоководной впадины Берингова моря, т. е. 3500—4000 м

(Gates, Gibson, 1956; Gibson, 1960). Она делит склон на верхнюю и нижнюю части, первая из которых может быть отнесена к хребту, а вторая — к глубоководному Алеутскому желобу. Поверхность этой глубоководной ступени имеет вид холмистой, но в общем сглаженной равнины, расположенной у внутреннего ее края. Вдоль внешнего края протягиваются хребты в цепи отдельных вершин. По мнению Г. Менарда (1966), эти поднятия являлись преградой для осадков,двигающихся вниз по склону, тем самым обуславливая аккумулятивный равнинный рельеф ступени. Случаи обратного уклона равнины, т. е. в сторону хребта, объясняются тектоническими нарушениями, имевшими место уже после накопления осадков. Дж. Шор (1970) считает эту ступень заполненным осадками грабенном.

Подводные хребты Ширшова и Бауэрса располагаются в пределах глубоководной котловины. Широкий пологосклонный подводный хр. Ширшова простирается к югу от Олюторского полуострова. В северной части на глубине 600—700 м он имеет довольно плоскую, почти горизонтальную поверхность, отделенную от внешнего шельфа уступом, и широкое основание, достигающее 220 км. Склоны хребта имеют уклон 1—2°. Расчленены они незначительно. Вблизи Алеутского хребта поднятие Ширшова распадается на отдельные хребты и вершины, часть которых, вероятно, имеет вулканическое происхождение.

Западная оконечность хр. Бауэрса близко подходит к южному окончанию хр. Ширшова и также распадается на отдельные хребты и вершины, возможно, вулканического происхождения. В пределах хр. Бауэрса по направлению на запад происходит уменьшение его высоты до 1000—1500 м.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ (ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

Основные морфоструктурные элементы в пределах акватории Берингова моря представлены шельфом, глубоководной впадиной, Алеутским хребтом с поднятием Бауэрса (отделяющим глубоководную котловину Бауэрса) и хр. Ширшова, протягивающимся к югу от Олюторского мыса и разделяющим глубоководную впадину на Командорскую и Алеутскую котловины. Эти морфоструктурные элементы характеризуются сложной криптоструктурой, которая выявляется на основе анализа геофизических и геологических данных по акватории моря, но также по территориям Корякского нагорья, Чукотского полуострова и Аляски, главные структурные элементы которых простираются далеко за береговую линию в зону шельфа.

Структура шельфа и континентального склона. Берингоморский шельф подразделяется на Западно- и Восточно-Берингоморскую части, различающиеся также и по внутренней структуре земной коры.

По данным непрерывного сейсмического профилирования (Scholl et al., 1968), в составе земной коры, шельфа и континентального склона выделяются: комплекс основания (акустический фундамент со скоростью сейсмических волн 3,2—3,6 км/сек в районе континентального склона); главная слоистая толща мощностью свыше 1,5 км (скорость сейсмических волн около 1,7 км/сек) и слоистая толща подножий континентального склона мощностью до 500 м (со средней скоростью около 2,1 км/сек). Кроме того, выделяется толща неконсолидированных и слабо консолидированных осадков, залегающих на главной слоистой толще (рис. 2, 3).

Комплекс основания (акустический фундамент) под внешним шельфом и верхней частью континентального склона нарушен разломами и в ряде районов обнажается на поверхности дна (рис. 3). Американские исследователи полагают, что между акустическим фундаментом и главной слоистой толщей в районе верхней части континентального склона и

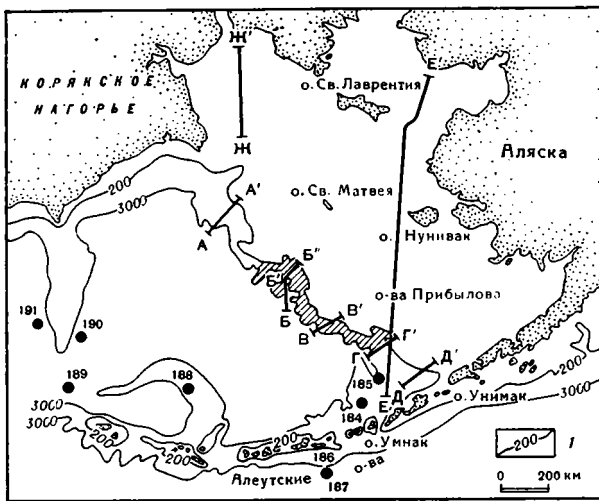


Рис. 2. Схема расположения сейсмических профилей (по Ewing et al., 1965; Scholl et al., 1968; Scholl, Hopkins, 1969; Scholl et al., 1970; Kummer, Creager, 1971). Штриховкой показана область выходов акустического фундамента на поверхность континентального склона (по Scholl et al., 1966). Точки с цифрами — районы бурения (Summary of Deep Sea Drilling Project — Leg XIX, 1971)

внешнего шельфа существует эрозионное несогласие. Несогласие становится более отчетливым по направлению к западному побережью Аляски, где оно коррелируется с несогласием, отделяющим третичные отложения от мезозойских и более древних комплексов. Акустический фундамент полого погружается в сторону глубоководной впадины, и под основанием континентального склона его поверхность параллелизуется с разделом между слоями с контрастной литологией. Здесь акустический фундамент перекрывается главной слоистой толщей и толщей подножия склона и, по Д. Шору, (Shor, 1964) представляет собой поверхность со скоростью продольных сейсмических волн 3,2—4,0 км/сек (Scholl et al., 1968).

Судя по выходам акустического фундамента, каньон Прибылова представлен флишеидным переслаиванием темно-серых плотных алевролитов с грауввакковыми песчаниками. В образцах обнаружены остатки иноцерамов и фораминифер. Последние указывают на кампанский (поздне-немеловой) возраст толщи акустического фундамента (Hopkins et al., 1969).

Главная слоистая толща перекрывает акустический фундамент на шельфе и континентальном склоне и в свою очередь перекрывается слоистой толщей подножия континентального склона. Мощность главной слоистой толщи варьирует от 1 до 1,5 км и, вероятно, превышает 2,0 км во впадинах Бристольского и Анадырского заливов. Во многих районах шельфа главная слоистая толща характеризуется хорошо отражающими горизонтами, прослеживающимися на многие километры. Средняя скорость прохождения сейсмических волн в главной слоистой толще около 1,7 км/сек (Shor, 1964), однако измерения скорости продольных сейсмических волн для отдельных образцов, проведенные М. Ф. Скориковой (личное сообщение) на образцах из коллекции ВНИРО (район каньона Жемчуг и северо-восточнее), дали значения от 3,2 до 4,9 км/сек для разновидностей от песчанистого известняка до известковистого песчаника. Плотность этих пород от 2,16 до 2,50 г/см³, а пористость 11,6—24%. Таким образом, не исключено, что в составе главной слоистой толщи, в ее нижней части, присутствуют породы, приближающиеся по своим физи-

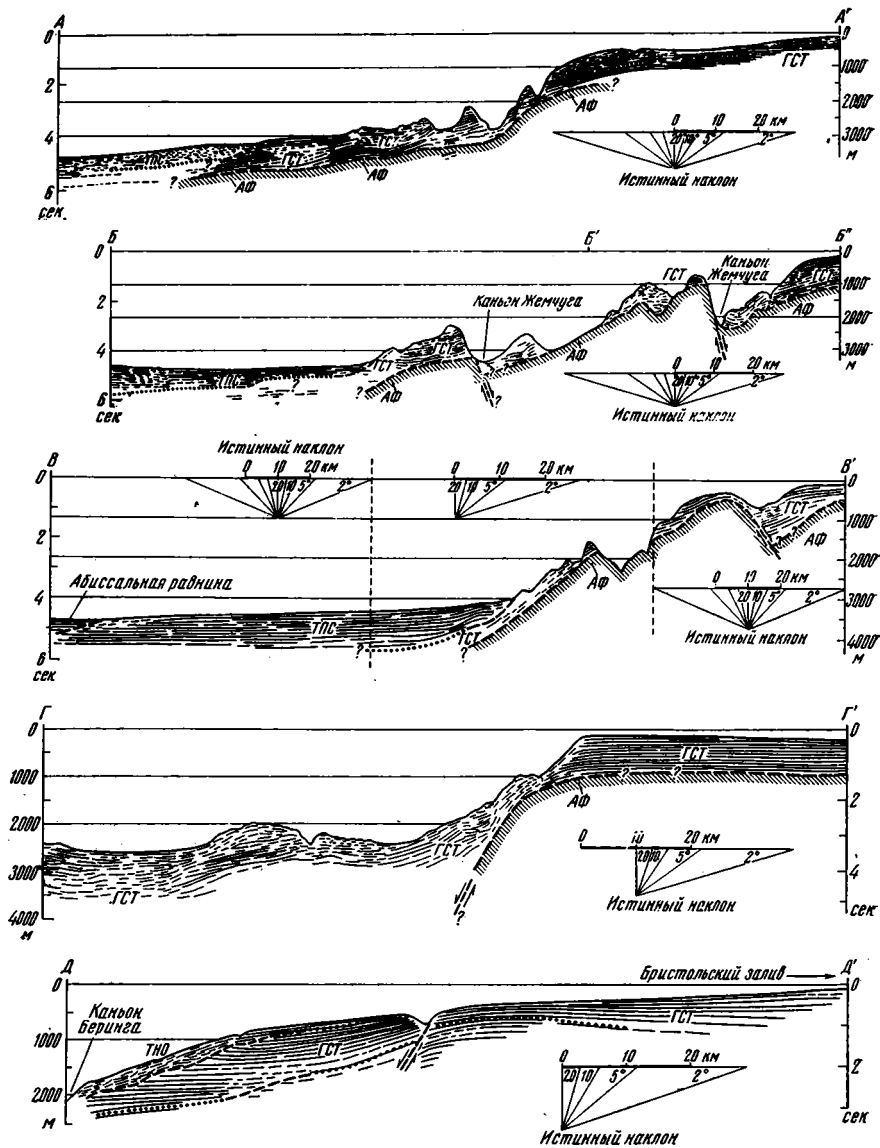


Рис. 3. Сейсмогеологические разрезы по профилям А—А'; Б—Б'—Б''; В—В'; Г—Г'; Д—Д' (по Scholl et al., 1968; местоположение профилей см. на рис. 2). АФ — акустический фундамент, ГСТ — главная слоистая толща, ТПС — толща подножия склона, ТНО — толщина неконсолидированных осадков. Штрих-пунктир — предполагаемое несогласное залегание слоев, точки — согласное залегание слоев

ческим характеристикам к комплексу основания (акустическому фундаменту) шельфа.

В центральной части континентального склона главная слоистая толща подверглась интенсивной склоновой эрозии и рассечена каньонами (Scholl et al., 1970), хотя в целом она полого погружается в сторону глубоководной впадины под слоистую толщу подножия континентального склона (Scholl et al., 1968).

Главная слоистая толща представлена осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями третичного и плейстоценового возраста. Плотные голубовато-серые аргиллиты, алевриты и известковистые песчаники палеогенового возраста из района каньона Жемчуг, вероятно, представ-

ляют наиболее низкие горизонты этой толщи (Hopkins et al., 1969). Неогеновые и раннеплейстоценовые отложения представлены плотными глинами, известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками с остатками флоры и фауны. Главная слоистая толща перекрывается плащом слабо консолидированных и неконсолидированных четвертичных отложений (Котенев, Петров, 1967; Гершанович, 1969).

Слоистая толща подножия континентального склона перекрывает главную слоистую толщу и достигает мощности 0,5—0,8 км. Толща подножия континентального склона представлена турбидитами плейстоценового возраста с хорошо отражающими горизонтами, прослеживающимися на короткие расстояния (менее 1 км), со средней скоростью продольных сейсмических волн 2,1 км/сек (Гершанович, 1965; 1969; Shor, 1964; Scholl et al., 1968).

Схема тектоники. На основе анализа имеющихся данных о строении Берингоморского шельфа и прилегающих участков суши составлена схема тектонического районирования чехла эпимезозойской плиты Дежнева (Тектоника Евразии, 1966; Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, 1970), фундаментом которой служат складчатые комплексы докембрия, палеозоя и мезозоя (рис. 4).

Под толщей консолидированных и неконсолидированных отложений в районах крупных залитов северной части акватории Берингова моря акустический фундамент, представленный литифицированными и метаморфизованными породами, образует обширные котловины, которые разделены поднятиями (рис. 5). К поднятиям приурочены отдельные острова. Поднятия и котловины акустического фундамента образовались, по мнению американских исследователей, в раннетретичное время (Scholl, Hopkins, 1969). Тогда же были заложены узкие депрессии вдоль внешнего края шельфа, которые в дальнейшем, вероятно, были использованы мутьевыми потоками в качестве русел.

Со стороны Аляски в пределы Восточно-Берингоморского шельфа прослеживаются главнейшие структурные элементы в виде антиклинориев, синклинориев, массива и впадин. Антиклинории, синклинории и массив п-ова Сьюард сложены геосинклинальными формациями позднепротерозойского, палеозойского и мезозойского возрастов (Гейтс, Грик, 1967), тогда как впадины выполнены третичными орогенными формациями. Складчатый комплекс геосинклинальных формаций докембрия, палеозоя и мезозоя входит в состав фундамента приаляскинской части Восточно-Берингоморского шельфа и перекрыт чехлом кайнозойских отложений. В фундаменте шельфа установлены прогибы и поднятия, которые имеют отчетливую связь со структурными элементами суши (рис. 4). Так, располагающаяся к северу от п-ова Аляска впадина Бристоль (Scholl, Hopkins, 1969), выполненная комплексом палеогеновых и неогеновых отложений мощностью свыше 3000 м (впадина Бечарова; Гейтс, Грик, 1967), имеет свое продолжение на северо-восток в виде впадины Нушагак, где под третичные отложения погружаются меловые геосинклинальные формации синклинория Аляскинского хребта (Hoage, 1961).

Между впадинами Бристоль и Бетел (Тектоническая карта Арктики и Субарктики, 1969), вероятно, располагается поднятие Гудньус, которое должно фиксироваться уменьшением мощности чехла третичных отложений. Поднятие является продолжением на шельфе антиклинория Гудньус, сложенного комплексом геосинклинальных формаций палеозойского и мезозойского возраста (Hoage, 1961).

Впадина Бетел (рис. 4) из нижнего течения р. Кускоквим прослеживается в пределы шельфа и устанавливается на основании увеличения мощности чехла до 1 км (Scholl, Hopkins, 1969). Эта впадина располагается южнее обширного сводового поднятия Нунивак. О западной границе впадины Бетел ничего неизвестно, возможно, она замыкается на меридиане о. Святого Матвея.

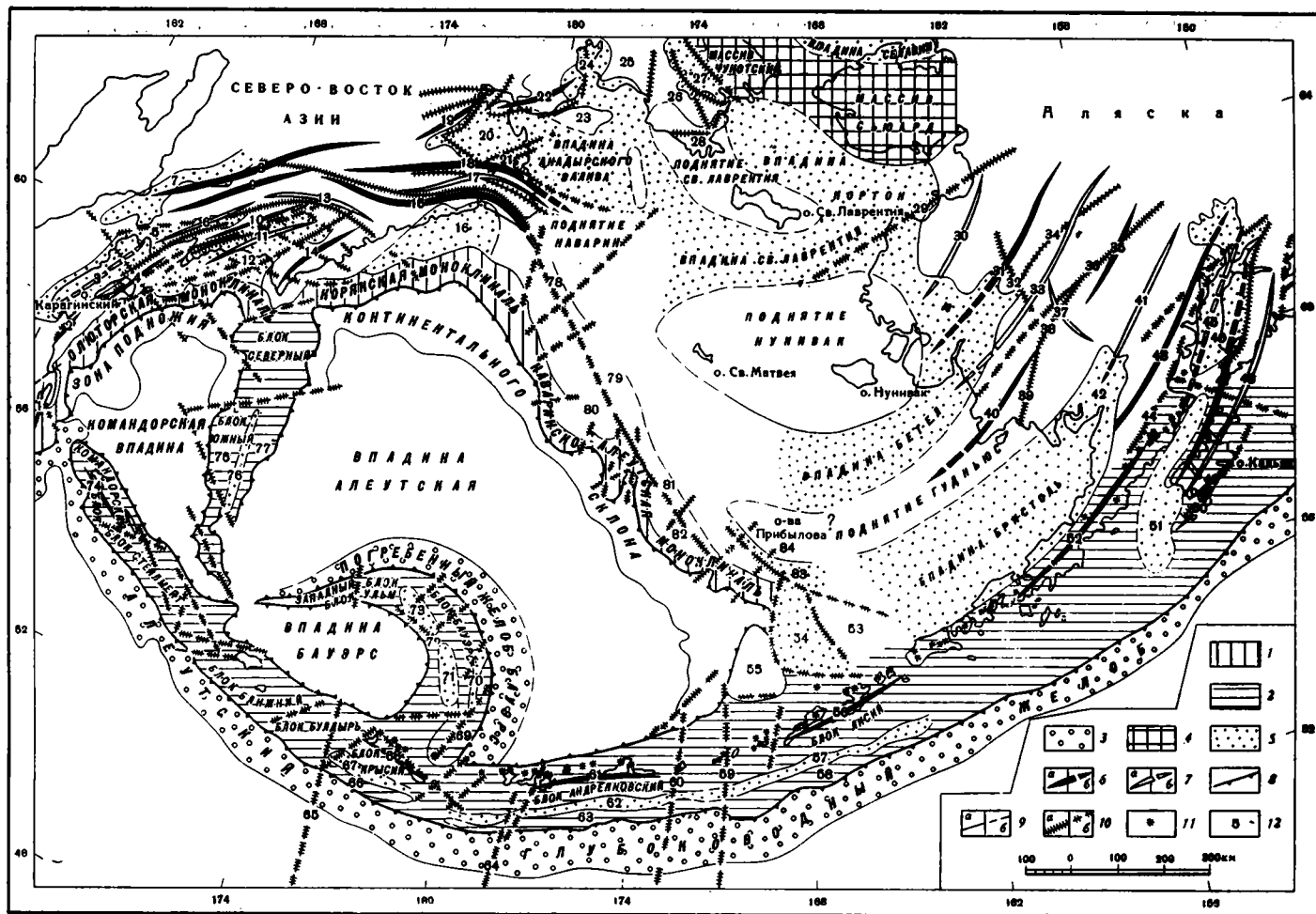




Рис. 5. Сейсмогеологический разрез по профилю Е—Е' (Scholl, Hopkins, 1969).

Условные обозначения см. на рис. 3, местоположение профиля см. на рис. 2

Обширное сводовое поднятие Нунивак вытянуто в широтном направлении и, возможно, включает в свои пределы район о. Святого Матвея. Поднятие подчеркивается уменьшением мощности осадочного чехла третичных отложений. Фундамент этого поднятия, вероятно, является поднятым блоком мезозойских геосинклинальных формаций, слагающих синклинали Юкон-Коюкук, который располагается в пределах суши на продолжении этого поднятия. По северной границе прослеживается разлом Калтаг (Hoage, 1961; Scholl, Hopkins, 1969).

Севернее поднятия Нунивак располагается неглубокая впадина Святого Лаврентия, фиксирующаяся увеличением мощности чехла до 1 км (Scholl, Hopkins, 1969) и отделяющая поднятие Нунивак от поднятия Святого Лаврентия. Поднятие Святого Лаврентия в пределах острова сложено средне- и верхнепалеозойскими геосинклинальными формациями, которые прорваны средне- и верхнемезозойскими гранитоидами, и перекрыто комплексом третичных вулканогенно-осадочных образований (Егиазаров, 1969; Patton, Dutro, 1969). На северо-западе поднятия Святого Лаврентия, вероятно, соединяется с поднятием Сенявинского блока, выступающего на юго-восточной оконечности Чукотского полуострова и сложенного комплексом пород, аналогичных по составу и строению отложениям на о. Святого Лаврентия (Геология СССР, том 30,

Рис. 4. Тектоническая схема Берингоморского региона. Составили Г. С. Гнибиденко, А. С. Сваричевский.

1 — континентальный склон; 2 — геосинклинальные поднятия; 3 — желоба; 4 — средние массивы; 5 — впадины (унаследованные и наложенные); 6 — антиклинории (и антиклинальные зоны): а — выделенные по комплексу признаков, б — предполагаемые; 7 — синклинали (и синклинальные зоны): а — выделенные по комплексу признаков, б — предполагаемые; 8 — границы континентальных структурных элементов; 9 — границы структурных элементов более высоких порядков: а — выделенные по комплексу признаков; б — предполагаемые; 10 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 11 — вулканические постройки; 12 — порядковые номера некоторых структурных элементов (на схеме): Антиклинории и антиклинальные зоны: 1 — Усть-Камчатская; 2 — Озерновская; 4 — Карагинская; 9 — Энычаваямский; 10 — Пылгинский; 14 — Олюторский; 15 — Хатырский; 18 — Тамватнейский; 19 — Рарыткин; 22 — Золотогорский; 31 — Руби; 35 — Танана; 40 — Гудньюс; 43 — Талкитна; 47 — Селдовия; 49 — Кадьякская; 52 — Алеутский; 56 — Уналашка; 61 — Адах; 68 — Амчитка; 74 — Командорская. Синклинали и синклинальные зоны: 3 — Литке; 6 — Авьянский; 8 — Велико-реченский; 11 — Пахачинский; 13 — Укэлятский; 17 — Аляктаваамский; 30 — Юкон-Коюкук; 33 — Кускоквим; 37 — Шотган; 41 — Аляскинского хребта; 45 — Матануска; 48 — Чугач; 50 — Кадьякская. Поднятия: 21 — Туманское; 23 — Анаутское; 26 — Курупкинское; 28 — Сенявинское; 53 — Унимак; 55 — Умнак; 58 — Уналашка; 63 — Холи; 66 — Сеймур; 69 — Петрел; 72 — Руд; 75 — Западное; 77 — Восточное; 80 — Первенца; 82 — Жемчуга; 84 — Прибылова. Впадины: 5 — Литке; 12 — Олюторская; 16 — Нижне-Хатырская; 20 — Нижне-Анадырская; 24 — Залива Креста; 25 — Кескувеемская вулканогенно-тектоническая; 27 — Мечигменская; 42 — Нушагак; 46 — Кука; 51 — Шелехова; 54 — Беринга; 57 — Уналашка; 62 — Атка; 67 — Сеймур; 70 — Петрел; 71 — Руд; 73 — Центральная; 76 — Ширшова; 78 — Наваринская; 79 — Первенца; 81 — Жемчуга; 83 — Прибылова. Разломы: 29 — Калтаг; 34 — Идитарод — Никсон Фок; 32 — Аниак; 36 — Фарвел; 38 — Холитна; 39 — Тоджиак; 44 — Бруин-Бей; 59 — Амухта; 60 — Амля; 64 — Адах; 65 — системы Булдырь

1970). На востоке поднятие Святого Лаврентия в виде узкой погребенной седловины простирается до района п-ова Сьюард и здесь под острым углом пересекается разломом Калтар (Patton, Hoare, 1968).

Севернее поднятия Святого Лаврентия располагается впадина Нортон, выполненная комплексом третичных и четвертичных отложений мощностью свыше 1,5 км. Чехол впадины образует относительно простую синклиналиную структуру, осложненную слабой складчатостью по флангам впадины и связанную с движением фундамента (Scholl, Hopkins, 1969; Grim, McManus, 1970). Впадина наложена на разновозрастный фундамент, представленный палеозойскими метаморфизованными отложениями Чукотского и Сьюардского массивов (Гнибиденко, 1969; Moffit, 1913; Smith, 1939; Sainsbury, 1969) на севере и средне-, верхнепалеозойскими комплексами, выступающими в пределах юго-восточной оконечности Чукотского полуострова, о. Святого Лаврентия и южного побережья залива Нортон (Миллер и др., 1961; Геология СССР, т. 30, 1970).

Анадырскому заливу соответствует впадина в фундаменте, выполненная комплексом осадочных отложений третичного возраста, мощность которых около 1 км (рис. 6). Располагающийся западнее прогиб Свя-

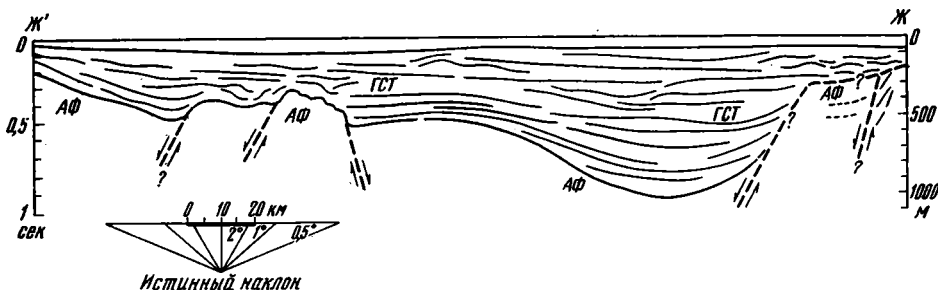


Рис. 6. Сейсмогеологический разрез по профилю Ж—Ж' (Kumter, Creager, 1971).
Условные обозначения см. на рис. 3, местоположение профиля на рис. 2

того Лаврентия (раскрывающийся в сторону Анадырского залива) имеет мощность осадочных отложений кайнозойского чехла более 1 км (Scholl, Hopkins, 1969; Kumter, Creager, 1971). Следует иметь в виду, что в Нижне-Анадырской впадине, располагающейся в пределах суши и открывающейся в сторону Анадырского залива, мощность палеоген-неогеновых отложений превышает 2000 м (Костылев, Бурлин, 1966; Должанский и др., 1966; Агапитов и др., 1970; Беляев и др., 1970). В связи с этим можно полагать, что впадина Анадырского залива имеет мощность осадочных третичных отложений, превышающую 2000 м и, вероятно, часть третичного разреза (палеоген) входит в состав акустического фундамента. Фундаментом впадины, вероятно, служит комплекс меловых и более древних отложений (Беляев и др., 1970). Впадина Анадырского залива в чехле и фундаменте осложняется системой поднятий и прогибов (рис. 6), подобных тем, которые выделяются на продолжении этой впадины на суше. Так, Туманское поднятие (южнее мыса Гека) своим северо-восточным окончанием располагается в пределах акватории Анадырского залива (Агапитов и др., 1970).

На простирании мел-палеогеновых структурных элементов северо-восточного края Корякского нагорья в фундаменте шельфа, судя по интенсивной положительной гравитационной аномалии (данные Н. Б. Сажинной), следует ожидать поднятия мелового фундамента (поднятие Наварина) (Kumter, Creager, 1971). Восточнее, для центральной части шельфа, между поднятиями Наварина и Нунивак следует предполагать наличие седловины в фундаменте (Центральная седловина) и соответственно увеличение мощности чехла.

В пределах внешней зоны Восточно-Беринговоморского шельфа (рис. 4) вблизи изобаты 200 м устанавливается довольно узкий прогиб верхнемелового фундамента, выполненный толщей третичных отложений мощностью более 2000 м (район каньона Жемчуг). Прогиб внешней зоны шельфа прослеживается от каньона Прибылова на юго-востоке до каньона Жемчуг на северо-западе (Scholl et al., 1968; 1970) и, вероятно, простирается до каньона Первенец. К северо-востоку от этого прогиба, в районе островов Прибылова, располагается поднятие фундамента. Мощность чехла здесь меньше 500 м (Scholl, Hopkins, 1969), а на островах выступают серпентиниты, перекрытые четвертичными, основными вулканитами (Cox et al., 1966).

По краю Восточно-Беринговоморского шельфа, юго-западнее прогиба внешней зоны шельфа, в фундаменте выделяются три блока, ограниченные разломами (рис. 4): поднятия Унимак, Первенец и Жемчуг. Все три блока мелового фундамента (Hopkins et al., 1969) располагаются параллельно континентальному склону и отделяются друг от друга грабенами каньонов. Мощность третичного осадочного чехла на блоках уменьшается до 1 км и менее, а в прилегающем с северо-востока прогибе достигает 2 км (Scholl et al., 1970). По юго-западному краю этих блоков и в грабенах каньонов наблюдаются выходы акустического фундамента на дне моря (рис. 3). По направлению к глубоководной впадине комплекс отложений чехла залегает в виде пологой моноклинали (с углами падения не превышающими 2°), которая осложняется разломами, параллельными склону. В этом же направлении погружается и акустический фундамент (Scholl et al., 1968).

Структура Западно-Беринговоморского шельфа, прилегающего к Корякскому нагорью, слабо изучена. Здесь в пределах узкого шельфа параллельно береговой линии располагается Нижне-Хатырский синклиорий, выполненный комплексом третичных отложений мощностью около 9000 м (Геология СССР, т. 30, 1970) и фиксирующийся также по интенсивной отрицательной гравитационной аномалии в радиации Буге. Можно предположить, что толща кайнозойских отложений в виде моноклинали наклонена в сторону глубоководной впадины.

Структура «геоантиклинальных» поднятий. Антиклиний Олюторского полуострова простирается в сторону глубоководной впадины, где его продолжением является геоантиклинальное поднятие хр. Ширшова. Глубинное сейсмическое зондирование, проведенное в южной части хребта, указывает на мощность коры около 20 км. Кора здесь состоит из «базальтового» и «гранитного» слоев. Внутренняя структура хребта представляет собой систему прогибов и поднятий акустического фундамента, представленного измененными основными туфами и диатомовыми алевритами миоценового возраста. Прогибы выполнены терригенными пелагическими осадками, мощность которых достигает 1,5 км. Предполагается, что границами, отделяющими хр. Ширшова от глубоководной впадины, являются глубинные разломы (Гайнанов, Косминская, Строев, 1968).

Судя по батиметрическим данным (Scholl et al., 1968) и структуре магнитного поля (Воробьев, 1970), хребты Ширшова и Бауэрса располагаются на продолжении друг друга и имеют тесные структурные связи. Подводные хребты Ширшова и Бауэрса в магнитном поле отмечаются положительными полосовыми аномалиями, смещенными в сторону относительно более пологого склона хребта (Воробьев, 1970). По имеющимся данным (Ewing et al., 1965; Scholl et al., in press), на южном склоне хр. Бауэрса выходит толща осадков средне- и верхнекайнозойского возраста со скоростью сейсмических волн 2,0—2,9 км/сек. Взаимоотношения ее с подстилающими отложениями недостаточно ясны, хотя имеются данные (Scholl et al., in press), что она прислоняется к акустическому фундаменту (скорость сейсмических волн 3,4—3,9 км/сек), ко-

торый представлен складчатыми отложениями ниже- и среднетретичного возраста. К северу от банки Бауэrsa с глубины 220—250 м были подняты обломки диоритов (Котенев, 1966).

Геантиклинальное поднятие Алеутских и Командорских островов представляет собой южный пограничный структурный элемент Берингова моря. Это поднятие в виде морфоструктуры первого порядка возвышается над дном моря на высоту около 4 км и увенчивается цепью островов с вулканическими постройками. На дневную поверхность в пределах островов выступает комплекс вулканогенных отложений (со скоростью сейсмических волн от 3,2—3,8 до 5,5 км/сек) третичного возраста, которые собраны в относительно пологие складки и интенсивно нарушены разломами (Барк, 1970; Gibson, Nichols, 1953; Drewes et al., 1961; Coats, 1962; Perry, Nichols, 1965; Marlow et al., 1970; Scholl et al., 1970; Scholl et al., in press). Осадочная толща мощностью около 4 км, выполняющая глубоководную впадину Берингова моря, прислоняется к северному склону Алеутского хребта. Южный склон осложняется впадиной-ловушкой, которая заполнена толщей неогеновых (?) турбидитов мощностью около 2 км (Scholl et al., in press).

Бурением на южном склоне Алеутского геантиклинального поднятия (район 186, 187, см. рис. 2; Summary of Deep Sea Drilling Project — Leg XIX, 1971) был вскрыт разрез на глубину 926 м (до среднего миоцена), представленный диатомовыми алевритистыми глинами. Акустический фундамент был достигнут на глубине около 815 м (район 186) и на глубине около 300 м (район 187). В обоих случаях не было установлено значительных литологических изменений в толще осадков на границе акустического фундамента, однако толща диатомовых, алевритистых аргиллитов, располагающаяся ниже этой границы, более деформирована по сравнению с вышележащей толщей.

Мощность земной коры под Алеутским хребтом достигает 30 км и относится к континентальному типу с относительно маломощным гранитно-метаморфическим слоем (Гайнанов и др., 1968; Гайнанов и др., 1970; Шор, 1970). Д. Мардок (Murdock, 1969) указывает, что мощность земной коры в районе Андреяновских островов может достигать 40 км.

Глубоководная впадина. Структура земной коры впадины (см. рис. 4) изучена недостаточно. Имеющиеся данные свидетельствуют лишь о том, что кора здесь состоит из «базальтового» слоя и довольно мощного (до 6 км) надбазальтового слоя. Надбазальтовый слой состоит из четырех (или пяти) толщ со скоростями от 5,5—4,7 до 2,1 км/сек. На базальтовом слое (скорость 6,8—7,2 км/сек) залегает толща со скоростью 4,7—5,5 км/сек и мощностью около 1,5 км. Она перекрыта маломощной толщей пелагических осадков и располагающейся выше толщей со скоростью 3,2—3,7 км/сек, суммарной мощностью около 1,5 км (Scholl et al., in press). Последняя толща, вероятно, входит в состав верхнемелового-нижнетретичного акустического фундамента континентального склона и Алеутской островной дуги.

Залегающая выше толща терригенных и пелагических осадков со скоростью 2,9 км/сек (мощностью около 2 км) коррелируется с главной слоистой толщей континентального склона и шельфа (Scholl et al., in press). Верхняя осадочная толща (мощностью около 1 км) со средней скоростью 2,1 км/сек выклинивается у подножия континентального склона и Алеутской островной дуги (Шор, 1970; Ewing et al., 1965; Scholl et al., 1968).

Летом 1971 г. в шести районах глубоководной впадины было пробурено 10 скважин (см. рис. 2, Summary of Deep Sea Drilling Project — Leg XIX, 1971). Глубина моря в районах бурения была от 1910 м (район 184) до 3875 м (район 190). Максимальная глубина проникновения скважин под дно моря 973 м (район 184).

Акустический фундамент, вероятно, был достигнут в Командорской котловине на глубине 900 м (район 191, рис. 2), где он представлен кровлей базальтового покрова миоценового (?) возраста, а у подножия северного склона Алеутского геоантиклинального поднятия он фиксируется 20—40-метровой толщей градационной осадочной брекчии и известковистых песчаников начала позднего миоцена. Во всех остальных случаях скважины не выходят из толщ неконсолидированных отложений и главной слоистой толщи.

Бурение позволило охарактеризовать разрез осадочной толщи глубоководной впадины Берингова моря до среднего миоцена включительно без перерывов в осадконакоплении, хотя режим осадкообразования вверх по разрезу существенно изменяется.

Так, среднемиоценовые и более древние отложения глубоководной впадины представлены пелагической глиной и глинистыми сланцами. Верхнемиоценовое время характеризуется интенсивным диатомовым осадконакоплением. Турбидиты появляются с плиоцена, однако широко формируются они, начиная лишь с позднего плиоцена, что связывается со значительным понижением уровня моря на границе плиоцена и плейстоцена. Следует упомянуть, что материал ледового разноса встречается в отложениях, начиная с позднего миоцена. В Командорской котловине турбидиты накапливались со скоростью около 200 м/млн. лет.

Во всех скважинах встречены прослои вулканогенных образований (пеплы, вулканогенные песчаники). В связи с этим, возможно, что в ряде случаев «слоистость» на разрезах сейсмопрофилирования обусловлена не только турбидитным переслаиванием, а также прослоями вулканического материала.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Характерным для строения земной коры берингоморского сектора зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану является наличие двух типов коры, соответствующих главным морфоструктурам этого района. Континентальный тип земной коры соответствует областям шельфа и геоантиклинальным поднятиям хребтов: Алеутского, Ширшова и Бауэрса; океанический тип — глубоководной впадине.

Под Восточно-Берингоморским шельфом земная кора континентального типа состоит из «базальтового», гранитно-метаморфического и осадочно-вулканогенного слоев суммарной мощностью около 30 км под континентальным склоном. Граничные скорости сейсмических волн на границе Мохоровичича под континентальным склоном находятся в пределах 8,1—8,4 км/сек, а на границе Конрада — от 6,4 до 6,8 км/сек. Гранитно-метаморфический слой с граничной скоростью сейсмических волн от 5,5 до 4,3 км/сек выклинивается в сторону глубоководной впадины (Гайнанов и др., 1968; Шор, 1970).

Мощность земной коры под Алеутским хребтом увеличивается в восточном направлении от 23 км под Командорской частью хребта (Гайнанов и др., 1968) до 40 км под Андреяновскими островами (Murdoch, 1969). Мощность земной коры хр. Ширшова (и, вероятно, хр. Бауэрса) достигает 20 км. Во всех перечисленных хребтах кора относится к материковому типу с относительно слабо развитым гранитно-метаморфическим слоем. Граничная скорость сейсмических волн по разделу Конрада в центральной части Алеутской дуги равна 6,6 км/сек, тогда как по разделу Мохоровичича она колеблется в пределах 7,6—8,1 км/сек (Shor, 1964).

Д. Хелмбергер (Helmberger, 1968) показал, что под глубоководной впадиной переход от земной коры к верхней мантии достаточно резкий и мощность этой переходной зоны не превышает здесь 1 км, тогда как

по направлению к островной дуге ее мощность увеличивается и резкая граница между ними под островной дугой исчезает.

Верхняя мантия под геоантиклинальными поднятиями Алеутской дуги, хребтами Ширшова и Бауэрса разуплотнена (Гайнанов и др., 1968; Вашилов и др., 1969) по сравнению с прилегающими участками, что можно связывать, вероятно, с подтоком более легкого вещества (Сычев, 1969). Положительные изостатические аномалии над хребтами Алеутским, Ширшова и Бауэрса (Гайнанов и др., 1970) в связи с относительным разуплотнением верхней мантии под этими поднятиями, возможно, указывают на продолжающееся действие процесса, ведущего к недокомпенсации и воздыманию этих морфоструктурных элементов.

Некоторые выводы.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что средне- и верхнекайнозойский чехол плиты Дежнева (Восточно-Берингоморский шельф) сформировался на разновозрастном фундаменте: палеозойском — в районе поднятия Святого Лаврентия и севернее его, и мезозойском, возможно, отчасти палеогеновом — на остальной части шельфа. Этот чехол перекрывает систему поднятий и прогибов фундамента, часть из которых является продолжением структурных элементов Корякского нагорья, Чукотки и Аляски.

По краю Восточно-Берингоморского шельфа располагается система погребенных поднятий, сложенных мел-палеогеновыми геосинклинальными комплексами. Эта система поднятий протягивается от Корякского нагорья (мыс Барыкова — мыс Наварин) до островов Уникак. Она служила в неогеновое время барьером для осадков, поступающих с континента, которые накапливались перед ней во впадине-ловушке. Вероятно, в мел-палеогеновое время зрелое геоантиклинальное поднятие по краю Восточно-Берингоморского шельфа протягивалось от Корякского нагорья до п-ова Аляска, а геоантиклинальное поднятие Алеутской островной дуги возникло только в олигоцене.

Высокие перспективы на поиски нефти и газа в пределах акватории Берингова моря связываются (Scholl et al., 1968): 1) с прогибами в пределах шельфа, выполненными третичными отложениями, 2) с краевым поднятием Восточно-Берингоморского шельфа и прилегающим к нему прогибом внешней зоны шельфа и 3) с поднятием Уникак. Месторождения могут располагаться в стратиграфических ловушках внутри кайнозойского разреза, в структурных элементах более высокого порядка среди выделенных прогибов и на склонах поднятий.

Автор благодарен Д. У. Шоллу и М. С. Марлоу из Геологической службы США и Э. К. Баффингтону из Центра подводных исследований в Сан-Диего за предоставленную возможность использовать их неопубликованные данные. Я признателен Т. Г. Быковой и А. С. Сваричевскому за их неизменную помощь при подготовке рукописи.

Литература

- Агапитов Д. И., Бурлин Ю. К., Дабкин И. Е., Иванов В. В., Костылев Е. Н., Москвин Я. Г. Результаты геологоразведочных работ на нефть и газ в Анадырской впадине и задачи дальнейших исследований.— Геол. нефти и газа, 1970, № 8.
- Барк К. Алеутская островная дуга и континентальная окраина Аляски.— В сб.: Окраины континентов и островные дуги. «Мир», 1970.
- Беляев И. В., Бронштейн Б. М., Костылев Е. Н., Москвин Я. Г., Седов Б. М., Филимонов Б. Н. Глубинное строение Анадырского нефтегазоносного бассейна по геофизическим данным.— Геология и геофизика, 1970, № 5.
- Вашилов Ю. Я., Гайнанов А. Г., Строев П. А. Слоисто-глыбовая структура земной коры и верхней мантии по гравиметрическим данным в Японском, Охотском и Беринговом морях.— В сб.: Морские гравиметрические исследования. Изд-во МГУ, 1969, вып. 4.
- Воробьев В. М. Результаты гидромагнитной съемки акваторий, прилегающих к западной части Алеутской островной дуги.— В сб.: Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Геофиз. сб. № 2. Тр. СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1970, вып. 24.

- Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Строев П. А., Ушаков С. А. Изостазия и структура литосферы Берингова моря и Алеутской дуги.— В сб.: Морские гравиметрические исследования. Изд-во МГУ, 1970, вып. 5.
- Гайнанов А. Г., Косминская И. П., Строев П. А. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 8.
- Гейтс Дж., Грик Дж. Структура и история тектонического развития Аляски.— В сб.: Кордильеры Америки. «Мир», 1967.
- Геология СССР, т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Книга 2. «Недра», 1970.
- Гершанович Д. Е. Рельеф и современные осадки берингоморского шельфа.— В кн.: Исследования по программе Международного геофизического года. Сб. I. Тр. ВНИРО. М., Пищепромиздат, 1962, т. 46.
- Гершанович Д. Е. О геоморфологическом районировании крайнего северо-востока Тихого океана.— В кн.: Исследования по программе Международного геофизического года. Сб. II. Тр. ВНИРО. М., «Пищевая промышленность», 1965, т. 57.
- Гершанович Д. Е. Основные черты геоморфологии дна Берингова моря и залива Аляски.— В сб.: Проблемы Арктики и Антарктики. Л., Гидрометеоздат, 1969, вып. 31.
- Гнибиденко Г. С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. «Наука», 1969.
- Должанский Б. Г., Иванов В. В., Донцов В. В., Бурлин Ю. К., Рошин Г. И. Новые данные о глубинном строении центральной части Анадырской впадины.— Геол. нефти и газа, 1966, № 10.
- Егизаров Б. Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. (Сравнительная характеристика с сопредельными регионами северо-востока Азии.) Л., «Недра», 1969.
- Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Происхождение донного рельефа дальневосточных морей СССР и его развитие в четвертичное время. В кн.: Морские берега. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, Таллин, 1961, т. VIII.
- Костылев Е. Н., Бурлин Ю. К. Геологическая история развития Анадырской впадины.— Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 5.
- Котенев Б. Н. Подводные долины зоны материкового склона Берингова моря.— Тр. ВНИРО, 1965, т. 58.
- Котенев Б. Н. Новые данные о строении подводного хребта Бауэрс в Беринговом море.— Вестн. Моск. ун-та, серия V, география, 1966, № 1.
- Котенев Б. Н., Петров О. М. Выходы третичных и четвертичных отложений на материковом склоне Берингова моря. Вестн. Моск. ун-та, серия V, география, 1967, № 4.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. «Мир», 1966.
- Миллер Д. Д., Пэйн Т. Г., Грик Дж. Геология нефтегазоносных провинций Аляски. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Морской атлас. Т. I. Навигационно-географический. Отв. ред. И. С. Исаков. Лист 67. Берингово море. М-б 1:5000000. Изд-во Главного штаба ВМС ВС СССР, 1950.
- Сычев П. М. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Геотектоника, 1969, № 1.
- Тектоника Евразии. (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1:5000000.) Гл. ред. А. Л. Яншин. «Наука», 1966.
- Тектоническая карта Арктики и Субарктики. М-б 1:5000000. Гл. ред. И. П. Атласов. 1964. НИИГА. Всес. аэрогеол. трест Министерства геол. СССР, М., 1969.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Ред. Ю. М. Пушаровский, Г. Б. Удинцев. М-б 1:1000000. ГИН и Ин-т океанологии АН СССР, М., 1970.
- Шор Дж. Островные дуги и континентальные окраины западной части Северной Америки.— В сб.: Окраины континентов и островные дуги. «Мир», 1970.
- Coats R. R. Magma type and crustal structure in the Aleutian Arc.— In: The Crust of the Pacific Basin. Amer. Geophys. Union, Geophys. Monography, No. 6, 1962.
- Сох А., Hopkins D. M., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs: Pribilof Islands, Alaska.— Bull. Geol. Soc. America, 1966, v. 77, No. 9.
- Drewes H., Fraser G. D., Snyder G. L., Barnett H. F. Geology of Unalaska Island and adjacent insular shelf, Aleutian Islands, Alaska.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1961, No. 1028—s.
- Ewing M., Ludwig W. J., Ewing J. Oceanic structural history of the Bering Sea.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70, No. 18.
- Gates O., Gibson W. Interpretation of the configuration of the Aleutian Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, v. 67, No. 2.
- Gibson W. M. Submarine topography in the Gulf of Alaska.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71, No. 7.
- Gibson W., Nichols H. Configuration of the Aleutian Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, v. 64, No. 10.
- Grim M. S., McManus D. A. A shallow seismic-profiling survey of the Northern Bering Sea.— Marine Geol. 1970, v. 8, No 5.

- Helmberger D. V. The crust-mantle transition in the Bering Sea.— *Bull. Seismol. Soc. America*, 1968, v. 58, No. 1.
- Hoare J. M. Geology and tectonic setting of lower Kuskokwim — Bristol Bay region, Alaska.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1961, v. 45, No. 5.
- Hopkins D. M., Scholl D. W., Addicott W. O., Pierce R. L., Smith R. B., Wolfe J. A., Gershonovich D., Kotenev B., Lohman K. E., Lipps J. H., Obradovich J. Cretaceous, Tertiary, and Early Pleistocene rocks from the continental margin in the Bering Sea.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, No. 8.
- Kummer J. T., Creager J. S. Marine geology and Cenozoic history of the Gulf of Anadyr.— *Marine Geol.*, 1971, v. 10, No. 4.
- Marlow M. S., Scholl D. W., Buffington E. C., Boyce R. E., Alpha T. R., Smith P. J., Shippek C. J. Buldir depression — a Late Tertiary graben on the Aleutian Ridge, Alaska.— *Marine Geol.*, 1970, v. 8, No. 1.
- Moffit F. H. Geology of the Nome and Grand central Quadrangles Alaska.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1913, v. 533.
- Murdock J. N. Crust-mantle system in the central Aleutian region.— A hypothesis.— *Bull. Seismol. Soc. America*, 1969, v. 59, No. 4.
- Patton W. W., Jr. and Duto J. T., Jr. Preliminary report on the Paleozoic and Mesozoic sedimentary sequence on St. Lawrence Island, Alaska.— *U. S. Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1969, No. 650—D.
- Patton W. W., Jr., Hoare J. M. Kaltag fault, west-central Alaska.— *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1968, No. 600—D.
- Perry R. B., Nichols H. Bathymetry of Adak Canyon, Aleutian Arc, Alaska.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1965, v. 76, No. 3.
- Sainsbury C. L. Geology and ore deposits of the central York Mountains, western Seward Peninsula, Alaska.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1969, No. 1287.
- Scholl D. W., Buffington E. C., Hopkins D. M. Geologic history of the continental margin of North America in the Bering Sea.— *Marine Geol.*, 1968, v. 6, No. 4.
- Scholl D. W., Buffington E. C., Hopkins D. M., Alpha T. R. The structure and origin of the large submarine canyons of the Bering Sea.— *Marine Geol.*, 1970, v. 8, No. 3—4.
- Scholl D. W., Hopkins D. M. Newly discovered Cenozoic basins, Bering Sea shelf, Alaska.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1969, v. 53, No. 10.
- Scholl D. W., Hopkins D. M., Greene H. G., Buffington E. C. New petroleum prospects, shallow and deep Bering Sea. (Abstract).— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1968, v. 52, No. 3.
- Shor G. G. Jr. Structure of the Bering Sea and the Aleutian Ridge.— *Marine Geol.*, 1964, v. 1, No. 3.
- Smith P. Areal geology of Alaska.— *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper.*, 1939, No. 192.
- Summary of Deep Sea Drilling Project — Leg XIX. Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, 1971.

Сахалинский комплексный
научно-исследовательский
институт ДВНЦ АН СССР
п. Новоалександровск

Статья поступила
8 сентября 1971 г.

УДК 551.3+552.6(235.47)

Л. М. ШКЕРИН

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОТЕКТОНИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД ИЗ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО МЕТЕОРИТНОГО КРАТЕРА № 1

Изучена ориентировка микротрещин, образовавшихся в вулканогенно-обломочных породах под действием удара метеорита. Оказалось, что в породах, примыкающих к центру удара, преимущественное развитие имеют микротрещины сплющивания. В породах, слагающих среднюю часть кратера, преобладают микротрещины скалывания. В породах, расположенных за гребнем вала кратера, преимущественно развиты микротрещины отрыва.

Известно, что в горной породе, испытавшей действие значительных статических давлений, наблюдается закономерная ориентировка оптических и кристаллографических элементов (оптических осей, плоскостей двойникования, спайности) слагающих ее минералов. Кроме того, в такой породе возникают различные системы макро- и микротрещин, ориентированных определенным образом относительно приложенных сил (рис. 1). На статистическом изучении элементов ориентировки основан петротектонический анализ, который может дать сведения о направлении действия тектонических сил.

Однако работ, в которых изучались бы какие-нибудь микроструктурные изменения, происходящие в породах под действием ударных волн различной мощности, не имеется. Не ясно, как ориентированы системы микротрещин, которые образуются при этом в породах, — возникает ли преобладающая ориентировка оптических и кристаллографических элементов породообразующих минералов, можно ли говорить в этом случае об эллипсоиде деформации. Решение этих вопросов может оказаться существенным для диагностики метеоритных кратеров, которые пока очень трудно отличать от различных типов вулcano-тектонических форм, округлых в плане.

Для выяснения этих вопросов летом 1970 г. были проведены полевые работы на Сихотэ-Алиньском метеоритном кратере № 1.

Кратер № 1 уже неоднократно изучали в прошлом, а в 1968 г. он был частично раскопан до коренных пород отрядом А. О. Аалоз. В результате этих работ А. О. Аалоз впервые описал его геологическое строение.

Автором настоящей статьи был проведен отбор ориентированных образцов из коренных пород, в которых образован кратер, по радиальному направлению от периферии к центру. Для этого пришлось зачистить и углубить траншею, прокопанную в 1968 г., а также продолжить ее на юг, до внешней границы вала кратера. Для точной привязки отбираемых ориентированных образцов был построен гипсометрический профиль дна канавы (рис. 2). Всего от коренных пород, выстилающих дно траншеи, на петротектонический анализ был отобран 91 ориентированный образец. Кроме того, на расстоянии 47 м к югу от центра кратера был выкопан шурф. В различных местах дна шурфа из коренных пород на петротектонический анализ было отобрано 4 ориентированных эталонных образца.

Изучение вулканогенно-обломочных пород в поле показало, что на всем протяжении, от шурфа на юге до северного гребня вала кратера, породы однотипны, залегают пластами. В самой южной части траншеи удалось замерить их элементы залегания: азимут простирания 5—8°, угол падения 23—25° на северо-запад.

Порода светлая, серых тонов, очень плотная, состоит из стекловидной основной массы (занимает примерно 60% объема породы), в которой до 35% занимают вкрапленники полевых шпатов, и примерно 5% — включения порфирированных пород.

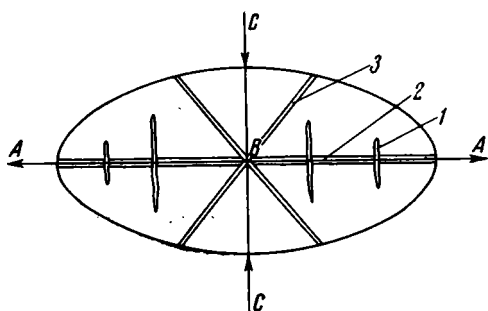


Рис. 1. Системы трещин в эллипсоиде деформаций, который образуется при деформации сферы

1 — трещины отрыва, 2 — трещины сплющивания, 3 — трещины скальвания.

A — главная ось деформации, совпадающая с направлением минимального сжимающего усилия или максимального растягивающего напряжения. C — главная ось деформации, совпадающая с минимальным сжимающим напряжением. B — ось деформации, занимающая промежуточное положение. В данном случае B перпендикулярна плоскости чертежа

шпата. Вкрапленники представлены главным образом таблитчатыми кристаллами альбита и калинатрового полевого шпата. Средний размер 0,3×0,4 мм. Иногда встречаются зерна до 3 мм в поперечнике. Вкрапленники занимают от 20 до 50% площади шлифа.

Включения порфирированных пород кислого состава имеют овальную или вытянутую форму и неясные расплывчатые очертания. В них отчетливо видна аллотриоморфная основная масса, сложенная кварцем и полевым шпатов, вкрапленники альбита и изометрические псевдоморфозы мелкочешуйчатого железистого хлорита по цветному минералу. Средний размер включений порфирированных пород 0,6—0,7 мм. Иногда встречаются обломки до 5—6 мм в поперечнике.

Сглаженные, округлые очертания вкрапленников плагиоклазов, калинатровых полевых шпатов и особенно кварца, а также рагульчатые формы некоторых частиц стекла указывают скорее всего на игнимбритовую природу этой породы.

Большинство результатов полевых наблюдений трещиноватости пород отражено на рис. 2. К нему необходимо сделать некоторые добавления. На участке 22,8—20 м порода, слагающая днище канавы, очень прочная, практически не трещиноватая. Она ничем не отличается от породы, слагающей днище шурфа; колетса с трудом на крупные куски с раковистым изломом.

Примерно с расстояния 20 м в породах, выстилающих дно траншеи, начинает появляться трещиноватость. Проявляется она в том, что порода при выбивании образца стала раскалываться на отдельные. Несмотря на тщательные замеры элементов залегания поверхностей отдельных, определить преобладающую ориентировку их не удалось.

По-видимому, эти плоскости можно классифицировать как трещины скалывания. Кроме беспорядочно ориентированных плоскостей отдельностей, с расстояния 20 м появляются слабо выраженные вертикальные радиальные трещины (трещины отрыва).

Далее, по направлению к центру кратера, трещиноватость все более увеличивается. На рис. 2 (см. вкл. стр. 60—61) видно, как сильно пришлось углубить траншею, чтобы отобрать образцы на петротектонический анализ из более или менее прочных коренных пород.

На участке 14,5—4 м порода сильно рассланцована по направлениям, показанным на рис. 2. Кроме того, имеется система радиальных вертикальных трещин, плоскость которых совпадает с плоскостью на рис. 2.

Наконец, в центре кратера трещиноватость достигает максимальных значений. Выбить образец значительных размеров из-под точек ударов двух фрагментов метеорита необычайно трудно, так как порода распадается на мелкие отдельности. В основном плоскости отдельностей ориентированы перпендикулярно к направлению действия силы, т. е. можно утверждать, что в центре кратера наиболее развиты трещины сплющивания. Широко распространены и радиальные вертикальные трещины, простирающиеся по направлению к точкам удара (трещины отрыва).

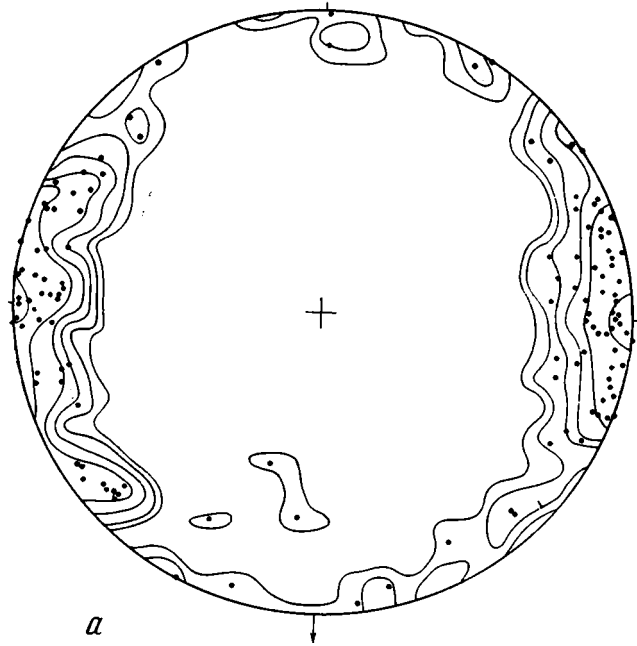
Как уже отмечалось, на петротектонический анализ было отобрано 95 ориентированных образцов (4 из шурфа и 91 из дна траншеи, прокопанной через кратер; места взятия образцов показаны на рис. 2). Из каждого образца изготовлено по два ориентированных шлифа в двух плоскостях, перпендикулярных к поверхности, относительно которой ориентирован образец — один шлиф параллельно простиранию, другой — параллельно падению этой поверхности (Лукин и др., 1965).

Предварительный просмотр этих шлифов под микроскопом показал, что статистическому измерению надо подвергнуть микротрещины, рассекающие основную флюидальную массу.

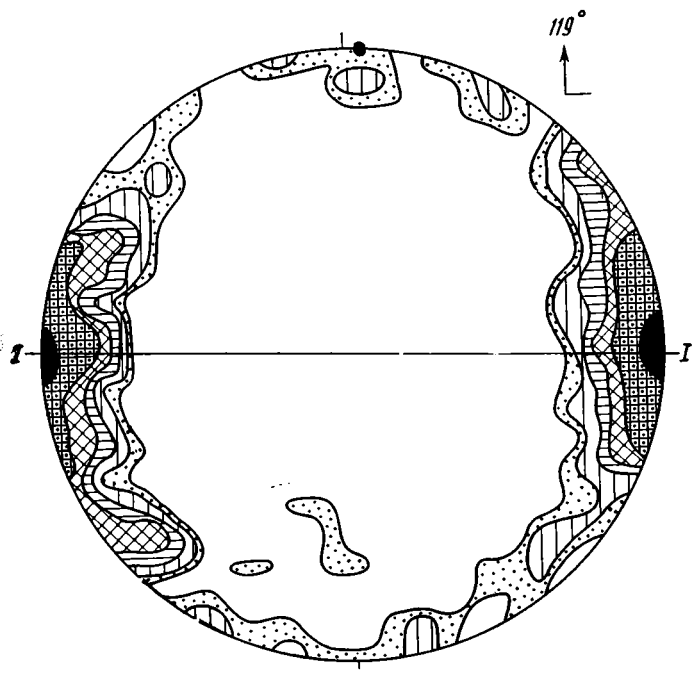
Техника измерения сводилась к следующему. Ориентированный шлиф помещается между полусферами столика Федорова. Затем каждая микротрещина, рассекающая основную массу, ставится в крест нитей окуляра и вращением в горизонтальной плоскости вокруг оси N—N федоровского столика приводится в положение, параллельное горизонтальной ните окуляра. По лимбу оси N—N берется отсчет. Затем шлиф вращается в вертикальной плоскости вокруг оси J—J до положения максимального утонения микротрещин. Берется отсчет по лимбу оси J—J. Эти два отсчета хорошо фиксируют положение в пространстве каждой измеренной микротрещины. Чтобы сделать надежный вывод о преобладающей ориентировке микротрещин в данном шлифе, нужно набрать не менее 150 замеров.

Описанным способом было изучено 98 шлифов из 49 точек. Образцы, отобранные из интервала 15—9 м, на столике Федорова не изучались, так как трещиноватость в них, как показали полевые наблюдения, связаны не только с прямым воздействием ударной волны, но в значительной степени и с перегибом пластов (см. рис. 2).

Первое, что бросается в глаза при изучении образцов под микроскопом, — это различное количество микротрещин, приходящееся на одну и ту же площадь основной массы в разных шлифах. Анализ материала привел к выводу, что этот факт зависит от двух причин: удаленности данного образца от точки удара и положения плоскости шлифа относительно направления действия силы. Так, в основной массе породы, взятой из шурфа, микротрещин очень мало (при самом тщательном изучении удалось набрать не более 60 замеров на шлиф). Для того чтобы сделать достоверный вывод об ориентировке микротрещин в этой эталонной породе, заведомо не подвергшейся ударному воздействию, пришлось необходимое количество замеров набирать в параллельных шлифах.

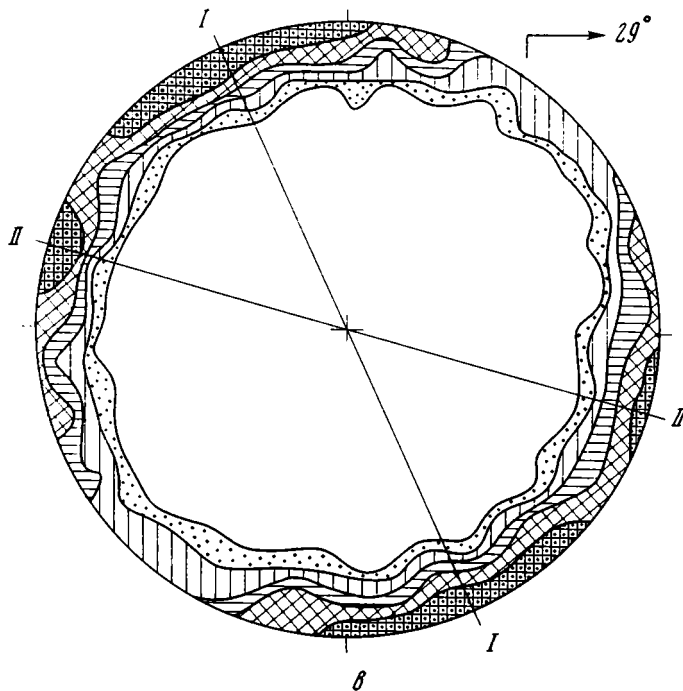


a

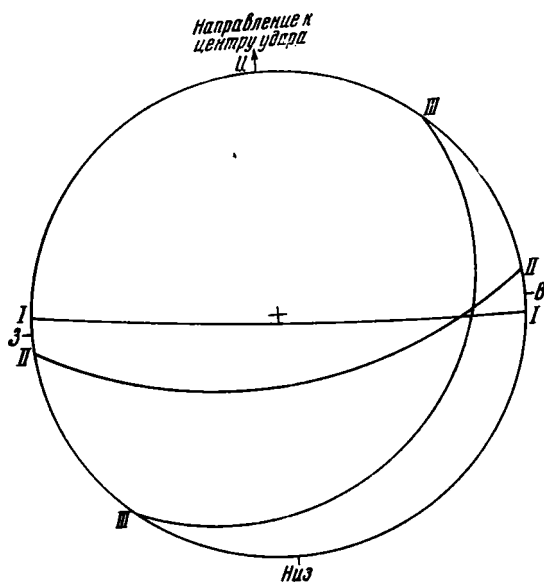


b

Рис. 3 а, б



а



б

Рис. 3. Этапы обработки точечных диаграмм ориентировки проекций полюсов микротрещин на примере образца № 83
 а — точечная диаграмма ориентировки проекций полюсов микротрещин (шлиф № 83а, 153 замера); б — окончательный вид диаграммы ориентировки проекций полюсов микротрещин (шлиф № 83а). Изолинии равных плотностей проведены через 0,5; 1, 2, 3, 5 и 10% общего количества замеров; в — диаграмма ориентировки проекций полюсов микротрещин с двумя максимумами (шлиф № 83б, 505 замеров). Изолинии равных плотностей проведены через 0,5; 1, 2, 3 и 5% общего количества замеров; г — сводная диаграмма ориентировки систем микротрещин, преобладающих в образце № 83, приведенная к общей плоскости

С другой стороны, в образце породы из-под точки удара большего фрагмента метеорита (в шлифе 83б) было набрано 505 замеров, а в шлифе 83а было с трудом набрано 153 замера.

После того как ориентировка микротрещин, пересекающих основную массу, была определена на столике Федорова, результаты измерений были обработаны на сетке Шмидта (азимутальная равноплощадная проекция полусферы диаметром 20 см). Для каждого шлифа была построена точечная диаграмма ориентировки проекций полюсов микротрещин (жирные точки на рис. 3, а). Тем самым измеренные элементы микротрещин на диаграммах отражены в виде точек. Затем точечные диаграммы были подвергнуты дальнейшей обработке: подсчитана плотность точек, проведены изолинии равных плотностей (см. рис. 3, а). Каждый плотностной интервал для наглядности оттенен своим знаком, и диаграммы оформлены в таком виде, как показано на рис. 3, б.

Промотр полученных диаграмм показал, что большинство из них имеет один (см. рис. 3, б) или два (см. рис. 3, в) максимума. Поскольку максимумы на диаграммах фиксируют проекции полюсов микротрещин, положение соответствующих им плоскостей легко определяется с помощью сетки Шмидта.

Для того чтобы сравнить полученные диаграммы между собой и сделать соответствующие выводы о пространственной ориентировке микротрещин в местах взятия образцов, все диаграммы были приведены к единой плоскости, проходящей через линию Запад—Восток каждой данной диаграммы и точку удара метеорита. Такие повороты диаграмм осуществляются довольно легко с помощью сетки Шмидта, так как положение каждой диаграммы в пространстве нам известно.

Затем каждая пара диаграмм, характеризующая один образец, была сведена в одну сводную диаграмму (см. рис. 3, г). Взглянув на нее, сразу можно сказать, сколько систем микротрещин имеется в месте отбора данного образца, а воспользовавшись сеткой Шмидта, определить элементы их залегания. Например, из рис. 3, г следует, что в образце № 83, взятом из-под точки удара метеорита, развиты три системы микротрещин. Система I—I характеризуется такими параметрами: простирание 98—278°, падение 88° на центр—восток; система II—II — простирание 82—262°, падение 66° на центр—запад; система III—III —

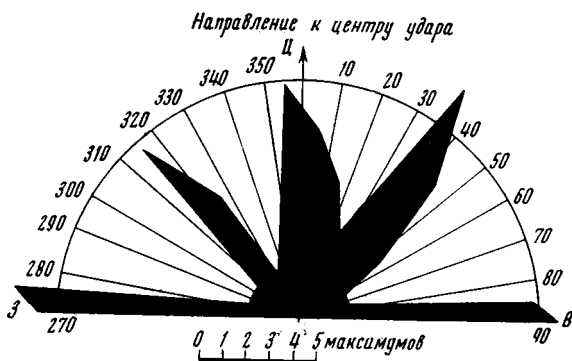


Рис. 4. Роза-диаграмма простираний систем микротрещин, наведенных в породе ударом метеорита. Интервал группирования 10°

простирание 38—218°, падение 26° на центр—запад. Таким образом, в образце № 83 наиболее развиты микротрещины сплющивания (системы I—I и II—II). Некоторое развитие имеют также и трещины скальвания (система III—III).

Аналогичным образом были проанализированы все сводные диаграммы. Частично результаты этого анализа отображены на рис. 4. Из него следует, что в породах под действием ударных нагрузок

возникло три системы микротрещин — сплющивания, скальвания и отрыва. Бросается в глаза некоторый избыток трещин скальвания и размазанность контуров розы-диаграммы в квадранте центр—восток. Это связано с тем, что порода до ударных нагрузок имела слабо выраженные микротрещины с преобладающим простиранием на центр—восток, как следует из изучения эталонных образцов.

Внимательный анализ диаграмм показал, что системы микротрещин, изображенные на рис. 4, имеют разное развитие в образцах, в зависимости от удаления последних от центра кратера. Трещины сплющивания преобладают в породах, расположенных в центре кратера и близко от него (см. рис. 3, 2). Трещина скалывания преобладают в образцах, отобранных из средней части дна траншеи. В самых удаленных образцах преобладают трещины отрыва (рис. 5). Все это согласуется с данными полевых наблюдений.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы: 1) в породах под действием ударных нагрузок образуются микротрещины, ориентированные определенным образом по отношению к центру выделения энергии; 2) в породах, примыкающих к центру удара, образуются преимущественно микротрещины сплющивания, в более удаленных — преимущественно микротрещины скалывания и, наконец, в породах, расположенных за гребнем вала кратера, преимущественное развитие имеют микротрещины отрыва.

К сожалению, обилие стекла в породах не позволило привести анализ ориентировки оптических и кристаллографических элементов порообразующих минералов по отношению к центру метеоритного кратера.

Можно ли считать обнаруженную нами ориентировку микротрещин характерной чертой лишь метеоритных кратеров? Однозначно ответить на этот вопрос пока нельзя, так как аналогичный петротектонический анализ к кратерообразным вулcano-тектоническим формам и кратерам от подземных ядерных и химических взрывов на выброс, насколько можно судить по имеющимся публикациям, не применялся.

Метеоритные кратеры разной степени сохранности в ряде случаев трудно отличить от блюдцеобразных карстовых воронок, округлых в плане тектонических структур, интрузий центрального типа, кальдер, вулcano-тектонических депрессий, мааров (диатремы, трубки взрыва) и криптовулканических структур. По нашему мнению, сходную с обнаруженной нами в метеоритном кратере системой микротрещиноватости могут иметь лишь маары, возникшие в результате одноактной эксплозии. В их пределах в первую очередь стоит провести аналогичные исследования.

Что касается криптовулканических структур, то этот термин неопределен. Им обычно обозначают округлые в плане структуры, генезис которых неясен. Сюда могут попасть любые более или менее ясно выраженные кольцевые структуры, в образовании которых могли играть роль какие-либо формы скрытых эксплозивных процессов, а также «взрывы» метеоритов (Луцицкий, 1971).

В заключение автор считает своим долгом поблагодарить М. С. Маркова за помощь в работе, Е. Л. Кримова, Л. И. Лукина, В. А. Невского за консультации.

Литература

- Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. «Наука», 1965.
 Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 1. «Наука», 1971.
 Геологический институт
 АН СССР

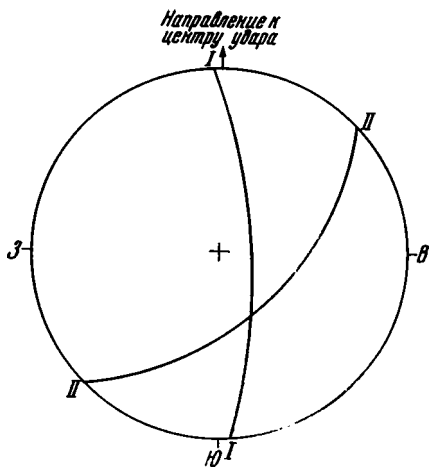


Рис. 5. Сводная диаграмма ориентировки систем микротрещин, преобладающих в образце № 10

Статья поступила
 29 апреля 1972 г.

УДК 551.24

Ю. А. КОСЫГИН, Ю. С. САЛИН, В. А. СОЛОВЬЕВ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕКТОНИКИ

На основе методологических принципов дано определение тектоники как науки, изучающей геологические тела планетарного уровня организации вещества Земли с целью выявления их структуры.

В качестве следствий из определения предлагается.

1. Структурный анализ проводить в соответствии с рангом геологических объектов.

2. При построении статических моделей использовать методы геометрии (топологии), системный анализ.

3. При построении динамических и ретроспективных моделей опираться на принципы и методы физики и химии, а также формализованные приемы выводов по аналогии.

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

Не исключено, что геологу конкретной отрасли науки интерес к ее определению может показаться праздным. Действительно, не все ли равно, назовут его специальность тектоникой или структурной геологией. Однако сомнения рассеиваются, как только начинаешь осознавать, что вопрос определения науки не терминологический, а методологический. При определении науки, как и при любом определении вообще, целесообразно сначала задаться критериями, с позиции которых следует давать определение. Попытка определять понятия, не руководствуясь никакими критериями, не конструктивна. Во всяком случае такие определения не могут быть в дальнейшем оценены, дискуссия по этому поводу будет бесплодной. Выводы из таких дискуссий вряд ли окажутся более содержательными, чем высказывания типа: «В конце концов, тектоника — это то, чем занимаются тектонисты».

В методологии принято характеризовать науку по объекту и предмету, целям и задачам, методам и средствам (Ляпунов, 1967; Ракитов, 1971; Садовский, 1962, и др.). Совокупность всех этих элементов образует единое целое или систему, т. е. то, что и следует понимать под наукой в широком смысле этого слова. В последние годы появилось множество работ, посвященных логике науки (Леонтьев, 1969; Ляпунов, 1967; Проблемы методологии..., 1968; Ракитов, 1971; Розов, 1965; Уемов, 1971, и др.). Но в методологических работах по геологии они пока не нашли отражения. Поэтому остановимся на некоторых положениях. Речь идет прежде всего о самом понимании объекта науки. Часто говорят, что ряд наук имеет один и тот же объект. Это значит, что все они оперируют одними и теми же индивидуальными (конкретными) явлениями. Но процесс научной абстракции протекает во всех этих науках по-разному, в результате чего мы строим внутри теоретической системы различные абстракции или модели этих явлений. Совокупность (система) конкретных явлений исследования — это и есть объект данной науки. Совокупность (система) абстракций или моделей образует предмет данной науки (Леонтьев, 1969).

Цели науки должны ограничиваться результатами, получаемыми в пределах самой науки. Нельзя называть, например, целью стратиграфии поиски полезных ископаемых, так как, хотя стратиграфия и направлена

на достижение в конечном итоге этой цели, но сама эта цель достигается за пределами стратиграфии, в рамках теории поисков, использующей стратиграфические результаты как одно из средств.

Для достижения цели наука решает некоторую совокупность задач. Методы, с помощью которых решаются задачи, делятся на экспериментальные, или методы наблюдения, и теоретические. В наблюдениях используются такие средства, как приборы, в теоретических методах средствами являются знаки (термины в языках) и обозначаемые ими понятия, а также законы, принципы, аксиомы.

Выделив науку по этим чертам, можно характеризовать ее функциональные связи с другими смежными науками (Ляпунов, 1967). При этом должны быть описаны как входные данные — результаты других наук, используемые в качестве исходного материала или средств решения, — так и выходные (окончательные результаты), причем для последних должно быть указано, в пределах каких наук, для решения каких задач они будут использованы и в качестве чего — средства решения или исходного материала.

Нельзя смешивать структурные признаки науки — то, чем отличается одна наука от другой (объект и предмет, задачи и цели, методы и средства), — и функциональные связи (каким научным продуктом и как они обмениваются). Функциональные связи должны описываться после выделения науки по структурным признакам, так как нельзя устанавливать связи того, что еще не выделено и не определено.

АНАЛИЗ ОПРЕДЕЛЕНИИ

Прежде всего отметим, что термином «тектоника» обозначаются различные понятия. К. Науман, который ввел в обиход слово «тектоника» в своем «Учебнике геогнозии» в 1850 г., считал, что «Геотектонист — это архитектор, отвечающий за форму, материал, положение и соединение отдельных частей земной коры» (Phannenstiel, 1969, стр. 28). Используя аналогию с архитектурой дома, К. Науман в той же работе назвал геотектоникой тот раздел геогнозии, который имеет отношение к «...вопросу формы вещества коры, его относительной позиции и упорядоченности расположения, а также их связей» (Деннис, 1971, стр. 235). Автор первого учебника по тектонике М. М. Тетяев определял тектонику (геотектонику) как «науку о строении и развитии Земли» (Тетяев, 1934). Близкое по смыслу определение находим у Н. С. Шатского, который тектоникой называл науку о строении, движениях и развитии земной коры, и о структуре развития Земли в целом (Шатский, 1965, стр. 61).

Однако такое использование термина «тектоника» не является общепринятым. Существует тенденция называть тектоникой гораздо более узкую науку, изучающую структуру земной коры, ее движение и развитие (Хаин, 1964; Косыгин, 1958). Правда, в тексте определений В. Е. Хаин и Ю. А. Косыгин оговариваются, что тектоника изучает структуру и развитие земной коры в связи с развитием Земли в целом. Другая группа геологов, использующих термин «тектоника» в узком смысле, представлена А. В. Пэком (1939), определяющим тектонику как прикладную механику в самом широком смысле этого слова, П. Н. Кропоткиным (1959), Ж. Гогелем (1969) и многими другими. Ж. Гогель, например, определяет тектонику как «отрасль геологии, занимающуюся исследованием процессов деформации горных пород».

Мы не будем заострять внимание на терминологической стороне дела. В конце концов термином «тектоника» каждый волен обозначать различные объекты. К однозначности термина можно подойти, если будет достигнуто общее согласие в отношении понятия, которому этот термин должен соответствовать. Правильнее, если бы было установлено, что каждому из трех понятий, обозначаемых сейчас одним термином «текто-

ника», были бы присвоены разные термины. Одному из направлений можно поставить в соответствие термин «Тектоника коры», другому — «геомеханика». Если будет признано целесообразным тому, что предлагает называть тектоникой Н. С. Шатский и что называем тектоникой и мы, присвоить иное, может быть более удачное, название, то, оставляя за собой право при обсуждении вопроса аргументировать свою точку зрения, мы не стали бы возражать против замены названия, поскольку терминологические споры бесплодны, так как они не приносят пользы в развитии науки. Договоренность же об однозначности терминов была бы полезна.

С позиции тех критериев, которые предлагает методология, недостатками определения Н. С. Шатского, а также многих других определений является отсутствие четкого выделения в тексте, что является объектом и предметом тектоники, каковы ее цели и задачи, методы и средства. Подчеркнем, что необходимы именно явные формулировки (объектом является то-то и то-то, цели исследования такие-то и такие-то), так как даже если мы и можем дать некоторую интерпретацию неявных формулировок, то не исключено, что кто-то другой может с других позиций интерпретировать этот текст по-другому.

Объект и предмет. Во многих определениях указано, что тектоника изучает земную кору или Землю в целом. Такое указание оставляет возможность для разнотолков. Геохимия тоже изучает земную кору или Землю в целом, но это не значит, что геохимия и тектоника имеют один и тот же объект исследования. Геохимия и тектоника изучает Землю на разных уровнях организации вещества: геохимия — на уровне атомов, тектоника — на уровне геологических тел. Ни атомы, ни минералы, ни какие-либо иные материальные тела других уровней тектоника не изучает; у нее нет для этого собственных методов наблюдения, собственных средств. Если ее с каких-то позиций и интересуют атомный и минеральный уровни организации, то сведения о них тектоника берет в готовом виде из геохимии и минералогии. Объектом тектоники являются только геологические тела рангом выше минерала, т. е. породы, геологические формации, формационные ряды, формационные комплексы, геосферы и, наконец, сама планета Земля (Косыгин, 1970; Косыгин и др., 1972). Именно применительно к этим объектам разработаны методы наблюдений, фиксации и переработки информации, именно из этих объектов тектоника черпает свой собственный (не заимствованный из других наук) эмпирический материал.

Поэтому правильно, очевидно, будет утверждение, что объектом тектоники являются геологические тела планетарного уровня организации вещества (Косыгин, 1970; Косыгин и др., 1972). Тогда модели структуры этих объектов будут предметом тектоники. Например, тектонические карты представляют собой графическое изображение моделей структур.

Цели и задачи. Строение и развитие земной коры или Земли в целом, упоминаемые в большинстве определений, могут быть истолкованы как цели тектоники. С учетом принятого определения объекта мы могли бы сказать, что целью тектоники является установление строения и развития земной коры или Земли в целом на уровне геологических тел. Однако такая формулировка целей тектоники не может быть принята. Непосредственному изучению в тектонике, как и вообще в геологии, доступны только геологические тела, слагающие земную кору или Землю, а также современные (наблюдаемые) геологические процессы. Движения же прошлых эпох могут быть лишь реконструированы на основании аналогий. Суждения о движениях и геологических процессах прошлого всегда будут зависеть от некоторых гипотез и содержать элементы субъективизма. Поэтому, если говорить о цели, достижения которой может быть объективно проверено наблюдениями, то цели тектоники следует ограничить установлением с т р у к т у р ы указанных геологических объектов.

Установление развития Земли может быть принято в качестве хотя и важной, но вспомогательной задачи, помогающей достигнуть цели.

При изучении строения Земли мы не имеем возможности проводить наблюдения и измерения в любой точке исследуемого нами пространства. Наши возможности ограничиваются наблюдениями в отдельных точках, часто далеко отстоящих друг от друга, в благоприятных случаях мы можем вести наблюдения на отрезках линий (буровые скважины с полным отбором керна), на участках поверхностей (районы сплошной обнаженности, обнажения в высоких обрывах), но никогда в сплошном и непрерывном трехмерном пространстве. В результате получается так, что собранные нами данные характеризуют строение изучаемого района (объема) весьма неполно, а часто настолько неполно, что пространственные отношения между телами, охарактеризованными точками наблюдения, остаются вообще неясными и допускают множество противоречивых толкований. Здесь на помощь приходят рабочие гипотезы, которые дают возможность представлять наиболее вероятные связи между точками наблюдений. Эти рабочие гипотезы могут включать представления о последовательности событий, причинно-следственных связях и отношениях родства. Гипотезы о последовательности событий помогают высказывать предположения о пространственных отношениях объектов, которые могут быть проверены наблюдениями (разведочными работами, бурением, геофизическими измерениями). Таким образом, следует проводить четкую грань между собственно структурными построениями, являющимися целью тектоники и вспомогательными историческими, ретроспективными концепциями.

Для достижения своих целей тектоника решает задачи как с привлечением ретроспективных гипотез, так и без них. Для решения задач ретроспективных реконструкций в свою очередь используются результаты решения задач динамической тектоники, изучающей современные процессы образования, изменения и разрушения геологических тел.

На настоящем этапе развития тектоники и прежде всего ее методологической базы было бы нецелесообразно более определенно характеризовать задачи тектоники, а также ее методы и средства. Во-первых, большинство задач, методов и средств тектоники не имеет однозначной логической интерпретации, а во-вторых, совокупность имеющихся задач, методов и средств отнюдь не исчерпывает перечень всех необходимых этой науке задач, методов и средств. Поэтому мы не считаем возможным вводить сейчас какие-то ограничения, оставляя двери открытыми для любых задач, методов и средств, не противоречащих специфике ее объекта и помогающих достижению ее целей.

КОНСТРУКТИВНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕКТОНИКИ

Условимся определение понятия науки считать конструктивным, если из него следуют какие-то полезные для развития этой науки следствия. Определение, которое мы можем предложить на основе проведенного анализа, таково: тектоника — это наука, изучающая геологические тела планетарного уровня организации вещества с целью установления их структуры и форм. Напомним, что планетарный уровень организации вещества Земли включает различные ранги объектов, начиная с пород и кончая планетой (Косыгин и др., 1972).

Тектоника касается пород через структурную геологию, в которой классифицируются формы геологических тел, выполненных той или иной породой, и через петроструктурный анализ — при определении отношений и ориентировки минеральных зерен в породе. Обе структурные задачи целесообразно сосредоточить в рамках петротектоники.

В иерархии объектов планетарного уровня организации вещества за породами следуют геологические формации. Учение о формациях как закономерных ассоциациях пород развивалось внутри тектоники и уже оформилось в самостоятельное направление. Но за тектоникой по-прежнему сохраняется структурный аспект изучения геологических формаций. Сюда относятся выделение и описание типов ритмичности флишевых формаций, типов слоистости угленосных формаций, структуры трапповых формаций и т. д. Этот раздел тектоники можно назвать соответственно тектоникой геологических формаций.

Создание в тектонике формационного направления позволило подойти к характеристике объектов следующего ранга — геосинклиналей, плит, орогенных впадин, глубинных разломов, вулканогенных поясов и других — через представление их как зон, сложенных определенными рядами формаций. В практике тектонических исследований стало обычным обращаться к понятиям о геосинклинальных, платформенных и орогенных рядах формаций и выделять на их основе соответствующие структурные ярусы и этажи. Каждый из этих рядов отличается не только специфическим набором формаций, но и видами связей между ними, т. е. структурой. Дисциплину, изучающую строение формационных рядов, можно назвать тектоникой формационных рядов, включая исследование всей совокупности структурных признаков: формы тел, их размеров, ориентировки в пространстве, положения центров масс, взаимоотношений и т. д.

Из формационных рядов состоят объекты еще более крупного ранга, названные условно формационными комплексами (Косыгин и др., 1972). Обобщающего термина для обозначения всего множества этих объектов пока не имеется. На тектонических картах они именуются складчатыми (геосинклинальными), плитными (платформенными) и орогенными комплексами. Например, докембрийские складчатые комплексы древних платформ, байкальские, каледонские, герцинские, мезозойские складчатые комплексы молодых платформ и соответствующие им по положению в слоистой структуре орогенные и плитные комплексы. Дисциплину, изучающую структуры формационных комплексов, можно назвать тектоникой формационных комплексов. Наконец, в компетенцию тектоники входит описание структуры геосфер Земли, в особенности ее верхней сферы — земной коры (литосферы), которая является наиболее изученной в этом отношении. Соответствующую дисциплину можно назвать тектоникой геосфер.

Завершается иерархический ряд наук о структуре тектоникой планет, задачей которой является изучение формы, размеров, ориентировки, взаимоотношений и т. д. геосфер. Итак, структурные исследования целесообразно вести в соответствии с рангом изучаемых объектов и в рамках сложившихся или формирующихся дисциплин о структуре этих объектов. Разграничение важно еще и потому, что для каждого ранга объектов потребуются, очевидно, свои методы исследования структуры. Это первое следствие из данного нами определения.

Так как геологические тела выделяются в геологическом пространстве, являющемся частным случаем трехмерного эвклидова пространства, то для них должны быть справедливыми все закономерности, установленные для эвклидова пространства и выделяемых в нем тел. Другими словами, в тектонике применима вся геометрия в широком смысле, т. е. не только метрическая геометрия, имеющая дело с углами, длинами, площадями и объемами, а и другие геометрии — топология, проективная геометрия. Если методы метрической геометрии уже давно и широко применяются, то методы топологии и проективной геометрии еще ждут своего применения. Учитывая, что определения фундаментальных понятий тектоники и геологии в целом (Косыгин и др., 1964; Косыгин, Воронин, 1965) являются в сущности топологическими, не содержащими дан-

ных об углах и расстояниях, естественно ожидать, что фундаментальные закономерности тектоники будут именно топологическими. Можно рекомендовать возможно более широкое применение геометрических (топологических в первую очередь) методов в тектонике. Метрическая же геометрия, очевидно, не сможет дать тектонике намного больше того, что она уже дала, от нее не следует ждать принципиальных изменений в этой науке.

Так как целью тектоники является установление структуры геологических объектов, а способы установления структуры изучает создаваемый в настоящее время системный анализ, то в тектонике следует рекомендовать самое широкое применение методов системного анализа.

Начало системному подходу к геологии уже положено (Косыгин, 1969; Косыгин, Соловьев, 1969). В тектонике, как и в геологии в целом, следует различать три типа систем — статические, динамические и ретроспективные. Отношение трех типов систем к целям и задачам тектоники таково: построение статической системы является целью тектоники; решение задачи построения ретроспективных систем доставляет одно из средств для построения статической системы; динамические системы являются средством для построения ретроспективных систем; кроме того, динамические системы имеют самостоятельный выход в практику.

Близко к данному подходу стоит выделение трех точек зрения Э. Ога (1914), трех задач С. А. Яковлева (1948). Приходится с сожалением отметить, что после работ Э. Ога и С. А. Яковлева, несмотря на кардинальные методологические различия систем (задач, точек зрения), грани между ними как бы стирались, в результате чего развился своеобразный методологический пессимизм и скептическое отношение к возможности применения в геологии методов точных наук. Создалась такая ситуация, в которой «геолог вынужден воспринимать наблюдаемые явления суммарно во всей их сложности» (Белоусов, 1963, стр. 14), математику же при решении геологических задач «оказывается недоступной сложность природного явления и его внутренняя нерасчлененность» (Белоусов, 1963, стр. 15). Это положение отнюдь не является безнадежным; выделение трех типов систем включает в себе возможность расчленения сложных природных явлений и использование таким путем определенных научных принципов и методов в тектонических (и геологических вообще) исследованиях. Действительно, подходы к решению задач трех перечисленных направлений оказываются различными. Каждый тип систем характеризуется особой, свойственной ему природой элементов, их отношений и связей (структур), особыми методами исследования. Смещение элементов, связей и структур систем различных типов недопустимо.

Для решения задач в рамках статических систем наиболее перспективным представляется, как уже было сказано, применение методов топологии (и соответствующих разделов алгебры), методов интерполяции и экстраполяции.

Динамические системы не представляют собой, по-видимому, ничего иного, чем физические и химические системы, имеющие только то ограничение, что они охватывают процессы, происходящие в геологическом пространстве и приводящие к возникновению, изменению и разрушению геологических тел. Здесь в полной мере применимы все методы физики, химии и соответствующих разделов математики.

Решение задач в рамках ретроспективных систем весьма специфично и осуществляется методами, которые скорее всего можно назвать логическими. Действительно, ни хода геологической истории, ни протекания процессов в геологическом прошлом мы не можем непосредственно наблюдать. Выводы по истории формирования каких-либо геологических тел делаются на основании наблюдений над современными геологическими процессами и сравнений их результатов изучаемыми геологическими телами. Логическую основу такого переноса вывода от современных

процессов к древним дает каузальная аналогия (Уемов, 1971), позволяющая заключать от равенства следствий к равенству причин. Возможны другие виды аналогий. Как нам кажется, широко применяемые в историко-геологических исследованиях выводы с использованием принципа актуализма являются частным случаем выводов по аналогии. В ретроспективных системах, по нашему мнению, основными методами должны стать формализованные методы выводов по аналогии, разрабатываемые в настоящее время трудами А. И. Уеова (1962, 1965, 1971).

ФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ СВЯЗИ ТЕКТОНИКИ

Тектоника связана со многими геологическими науками. От одних она получает их научный продукт, используя его в качестве исходного материала или средства решения своих задач, другим передает свой научный продукт.

Входные данные. Для выделения геологических тел разной специализации тектонике необходимо иметь в качестве исходного материала данные о пространственном распределении многочисленных свойств. Такие данные ей поставляют минералогия, петрография, литология, палеонтология, геофизика, другие геологические науки, занимающиеся наблюдением за распределением свойств. В качестве средств решения структурных задач в тектонике используются результаты геологического картирования, стратиграфических, геоморфологических работ.

Для построения ретроспективных моделей тектоника нуждается в исходном материале и средствах, поставляемых такими науками, как учение об образовании осадков, океанология, биология, метеорология, гидрология, вулканология, сейсмология и многие другие науки, имеющие отношение к образованию, изменению и разрушению геологических тел.

Выходные данные. Можно сказать, что результаты тектоники являются последними в длинной цепи абстрактных научных построений, за ними следуют непосредственно практические задачи. Для решения практических задач именно тектоника предоставляет каркас, скелет, координатную систему, к которой привязываются все данные о распределении месторождений полезных ископаемых и которая позволяет прогнозировать новые месторождения. Данные тектоники используются в инженерной геологии при проектировании сооружений, предсказании землетрясений и т. д.

Из сказанного можно заключить, что тектоника служит связующим звеном для других геологических дисциплин. С этой точки зрения становятся понятными высказывания о тектонике как о «науке, синтезирующей материалы геологических наблюдений» (Белоусов, 1948), как о «философии геологии» (Хаин, 1950) не в смысле мировоззрения, а в смысле общей теоретической основы, как о «фокусе, в котором пересекаются различные направления геологических исследований» (Б. С. Соколов).

Это особое положение тектоники в системе геологических наук определяет и особую ее ответственность. От логической строгости и методологической разработки тектонических вопросов во многом зависит состояние дел как в науках, для которых тектоника является заказчиком и перед которыми она ставит проблемы, так и в науках, потребляющих научный продукт тектоники и ставящих успешность решения своих задач в зависимость от доброкачественности этого продукта. В особенности это касается изучения пространственных закономерностей расположения полезных ископаемых, где тектоника выступает как важная прикладная наука.

Но так или иначе, во всех случаях определяющей является цель тектоники — изучение структуры. Думается, что это необходимо учитывать всем тектонистам, чтобы оправдать свое благородное признание — быть «архитекторами» Земли.

Литература

- Белоусов В. В. Общая геотектоника. М., Госгеоллиздат, 1948.
- Белоусов В. В. О путях развития геологической науки.— Сов. геология, 1963, № 1.
- Гогель Ж. Основы тектоники. «Мир», 1969.
- Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. «Мир», 1971.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей, т. 1. Общая тектоника. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Косыгин Ю. А. Понятие структуры в геологических исследованиях.— Геология и геофизика, 1970, № 4.
- Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Соловьев В. А. Опыт формализации некоторых тектонических понятий.— Геология и геофизика, 1964, № 1.
- Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А. Некоторые фундаментальные понятия структурной геологии.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6.
- Косыгин Ю. А., Вотах О. А., Соловьев В. А., Черкасов Р. Ф. Иерархия геологических объектов и тектоника.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2.
- Кропоткин П. Н. О происхождении складчатости. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1950, т. XXV, № 5.
- Леонтьев А. А. Язык, речь, речевая деятельность. М., «Просвещение», 1969.
- Ляпунов А. А. О логико-методологическом исследовании науки.— В сб.: Проблемы исследования структуры науки. Изд-во Новосибирск. гос. ун-та, 1967.
- Ог Э. Геология. М., ОНТИ, 1914.
- Проблемы методологии научного познания.— Научн. тр. Новосибирск. гос. ун-та. Сер. философ., вып. 2. Новосибирск, 1968.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Ракитов А. И. Курс лекций по логике науки. М., «Высшая школа», 1971.
- Розов М. А. Научная абстракция и ее виды. Новосибирск, «Наука», 1965.
- Садовский В. Н. Аксиоматический метод построения научного знания.— В сб.: Философские вопросы современной формальной логики. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. М., ОНТИ, 1934.
- Уемов А. И. О достоверности выводов по аналогии.— В сб.: Философские вопросы современной формальной логики. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Уемов А. И. Аналогия в практике научного исследования. М., «Наука», 1965.
- Уемов А. И. Логические основания метода моделирования. М., «Мысль», 1971.
- Ханн В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 6.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Шатский Н. С. Геология. Избр. тр., т. II. М., «Наука», 1965.
- Яковлев С. А. Общая геология. М., Госгеоллиздат, 1947.
- Phanpenstiel M. Die Entstehung einiger tektonischer Grundbegriffe. Ein Beitrag zur Geschichte der Geologie.— Geol. Rundschau, 1969, Bd 59, No. 1.

Институт тектоники
и геофизики
Хабаровск

Статья поступила
5 октября 1972 г.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24

Б. А. ИВАНОВ

НЕСКОЛЬКО ЗАМЕЧАНИЙ К ПЕРЕВОДУ СЛОВАРЯ Дж. ДЕННИСА *

Издание на русском языке словаря английских тектонических терминов появилось через четыре года после его выхода. Книга эта очень интересна и полезна. Она окажет большую помощь широкому кругу геологов не только при чтении и переводе английской геологической литературы, но и при работе над усовершенствованием русской тектонической терминологии.

Перевод в общем выполнен хорошо, но в разделах, относящихся к разрывной тектонике, некоторые термины переведены неправильно и неодинаково для первых двух третей и последней трети книги. Перечисленные ниже замечания и сделаны нами с целью исправить этот недостаток.

Термин «*fault*» на стр. 77 переведен более или менее правильно как «разрывное нарушение, сброс», хотя лучше было бы оставить, согласно словарю Мюллера (стереотипное издание), — «разрыв, сдвиг, сброс», указав, что в настоящее время под этим термином в английской и американской геологической литературе понимается вообще «разрыв», а тип разрыва указывается дополнительно, например, для сброса — «*normal fault*», для сдвига — «*wrench fault*» или «*strike-slip fault*» и т. д., что хорошо видно из определений различных разрывов, находящихся в рассматриваемом словаре Дж. Денниса. В переводе же на некоторых предыдущих страницах (65, 66) и далее до стр. 206 термин «*fault*» везде переведен как «сброс», что приводит к искажению многих понятий. Приведем несколько примеров.

В разделе «*fault classification*» само название переведено неправильно как «классификация сбросов», так как в нее на самом деле включены разрывы разных типов (в примечании можно было бы указать, что данная классификация касается только крутонаклонных разрывов). Следовательно, «*fault*» надо переводить не термином «сброс», а термином «разрыв», и тогда «сдвиги» не получили бы названия «сбросов». В этом же разделе и далее (стр. 81 и др.) термин «*thrust*» неправильно переведен как «взброс», он наиболее близок русскому термину «надвиг», как обычно и переводится. Взбросу отвечает английский термин «*reverse fault*».

Именно «*fault, normal*» (стр. 88 и др.) надо переводить русским термином «сброс», и нет нужды добавлять слово «нормальный». «*Fault, reverse*» на русский язык лучше перевести, как уже указывалось, термином «взброс», а не «обратный сброс», а «*thrust*» отвечает русскому «надвиг» (стр. 92 и др.).

«*Fault, strike-slip*» нельзя переводить термином «сбросо-сдвиг» (стр. 95). Такой перевод противоречит определению, данному Дж. Деннисом, в котором сказано, что смещение происходит по простиранию разрыва. В большей части современной американской и английской геологической литературы этим термином определяют разрывы, в русской терминологии называемые сдвигами. Это подтверждается также приведенными в словаре примерами таких типичных сдвигов, как Сан-Андреас и Грейт-Глен (Crowell, 1963; Kennedy, 1946). Сбросо-сдвиг — это понятие о косом смещении, определяемое в геологической литературе на английском языке термином «*oblique-slip*» и в зависимости от направления относительного горизонтального смещения оно называется левым — «*left normal*» или правым — «*right normal*» (Gill, 1971). Такие же недоразумения и противоречия возникают и далее, где «*fault*» переводится как «сброс», а не «разрыв» (стр. 96—99 и др.). Это относится и к рисункам, например к рис. 24, где разрыв, который невозможно трактовать как сброс, все же назван сбросом.

В том, что американскими и английскими геологами термин «*fault*» понимается как разрыв вообще, а не сброс, легко убедиться, ознакомившись с работами, посвящен-

* Дж. Деннис. Международный словарь английских тектонических терминов. М., «Мир», 1971 (пер. с англ. В. П. Колчанова и Ю. Г. Токаева, под ред. А. А. Богданова).

ными специальному описанию известных разрывов (см. выше), и с работами, касающимися вопросов разрывообразования (Anderson, 1951) и классификации разрывов (Gill, 1971). С этим, как выясняется из примечания на стр. 206, оказывается, согласны и авторы перевода. С этой страницы и далее термин «fault» в большинстве случаев (но не всегда) переведен более правильно как «разрывное нарушение», но лучше было бы писать просто «разрыв».

Отметим попутно некоторые и менее существенные отдельные недостатки перевода.

При переводе раздела «bed, stratum» напрасно футы пересчитаны в метры. Можно не понять Бейквелла, который указывает интервалы мощности в 6 и 9 футов, но цифры 1,8 и 2,7 м (стр. 28 и 29) могут вызвать недоумение.

Нехорошо звучит примененный в переводе термин «подвзбрасывание» (стр. 64).

«Fault, gouge» едва ли можно перевести как «сброшенная мука» (стр. 83). Gouge может находиться в полости разрыва любого типа — не только сброса, т. е. и здесь термин «fault» надо перевести как «разрыв». Нельзя, по-видимому, «gauge» назвать и «мукой», так как в геологической литературе на английском языке этим термином обозначают различный по характеру материал выполнения трещины (полости разрыва), чему примером могут служить работы Норриса, Лайенса и др. (Norris, Barron, 1968; Lyons, Snellenburg, 1971). У Дж. Денниса в определении сказано, что это глинистая масса. Следовательно, наиболее подходящим переводом будет «разрывная или тектоническая глина» (такое определение чаще встречается в русской геологической литературе).

Раздел «fault, high-angle; fault, low-angle» (стр. 85—86) переведен нечетко.

«Fault, transform» (стр. 97) переведен то как «трансформный», то как «трансформационный» сброс.

«Fissure» (стр. 102) лучше перевести одним словом «трещина», не добавляя «тектоническая».

«Fracture» (стр. 125—126) переведен как «разлом», но, наверное, следовало бы дать несколько значений этого термина. «Fault» в этом разделе, конечно, «разрыв», а не «сброс». Чтобы не было смещения понятий, «gurture» здесь лучше перевести как «разрушение» (процесс), а не «разрыв».

В примечании на стр. 182 сказано, что советские геологи понимают «...под осью складки проекцию шарнира на горизонтальную плоскость». Во многих русских руководствах осью складки называется линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью (или земной поверхностью), которая лишь в некоторых случаях совпадает с проекцией шарнира.

Примечание на стр. 242 неясно, так как в нем Дж. Деннис обвиняется в ошибочной трактовке термина в его понимании русскими геологами.

В заключение хочется поблагодарить авторов перевода за большой и полезный труд.

Литература

- Anderson E. M. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Edinburgh, 1951.
Crowell J. C. The San Andreas fault system.— Trans. Amer. Geophys. Union., 1963, vol. 44, No. 2.
Gill J. E. Continued confusion in the classification of faults.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82, No. 5.
Kennedy W. Q. The Great Glen fault.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1946, vol. 102.
Lyons J. B., Snellenburg J. Dating faults.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82, No. 6.
Norris D. K., Barron K. Structural analysis of features on natural and artificial faults.— Geol. Surv. Canada, 1968, vol. 52.

Статья поступила
28 декабря 1971 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24(265/266)

СОВЕЩАНИЕ ПО ТЕКТЕНИКЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В Москве 23—26 января 1973 г. Тектоническим комитетом при Отделении геологии, геофизики и геохимии АН СССР было проведено совещание по тектонике Тихоокеанского пояса. Целью совещания было обсуждение главных закономерностей тектонического строения и геологического развития геосинклинально-складчатого обрамления Тихого океана и связанных с ними особенностей его металлогении. В работе совещания приняло участие более 600 представителей институтов АН СССР и союзных республик, вузов и организаций Министерства геологии СССР и Министерства нефтяной и газовой промышленности СССР из Москвы, Ленинграда, Владивостока, Магадана, Новосибирска, Хабаровска, Петропавловска-на-Камчатке и других городов нашей страны. Было заслушано 19 докладов и 30 выступлений в прениях.

М. В. Муратов во вступительном слове отметил особое положение Тихоокеанского пояса в строении земной поверхности в том отношении, что он отделяет область дна крупнейшего океана от окружающих его древних платформ (Северо-Американский, Сибирский, Австралийский, Антарктический и др.). Вместе с тем Тихоокеанский пояс, вероятно, надо рассматривать как главный складчатый пояс в составе земной коры, а Средиземноморский, Урало-Монгольский и Атлантический — как его ответвления.

В докладе Ю. М. Пушаровского и А. Л. Яншина развивалась мысль о геологически весьма длительном существовании Тихоокеанского геосинклинально-складчатого пояса и самого Тихого океана. Такие представления противоречат концепции «тектоники плит», предполагающей молодой возраст океана. Геосинклинальный процесс, по мнению авторов, включает не только рост континентальной коры за счет океанической, но и деструкцию континентальных структур с появлением на их месте вторичных эвгеосинклиналей.

Ю. А. Косыгин и Л. М. Парфенов в докладе, посвященном докембрийскому обрамлению Тихого океана, пришли к выводу, что заложение Тихоокеанского пояса произошло, возможно, еще в среднем или даже раннем докембрии. Отложения верхнего докембрия здесь везде имеют многогеосинклинальный характер и формировались на коре континентального типа; соответственно на ней закладывались и более молодые геосинклинальные прогибы. Подчеркнуто различие между линейным характером позднедокембрийских геосинклинальных систем Американской ветви пояса и изометрично мозаичными — его Австралийско-Азиатской ветви.

Н. А. Богданов и В. Е. Хаин, рассмотревшие тектонику Кордильер Северной Америки, показали существенное отличие в структуре и истории развития внешней (восточной) и внутренней частей этого в целом унаследованно развивавшегося сооружения. По мнению докладчиков, первая из них возникла на континентальной коре, она амагматична, складчатость, затронувшая лишь чехол, проявилась в конце мезозоя; внутренняя часть, заложившаяся на коре океанического типа, характеризуется интенсивными проявлениями магматизма, метаморфизма и деформацией, причем первые складкообразовательные движения были еще в позднем палеозое.

История тектонической эволюции Анд была освещена в докладе И. В. Архипова, М. Г. Ломидзе, Е. Е. Милановского, Ю. М. Пушаровского и В. Д. Чеховича. Подчеркнута ведущая роль регенерации геосинклинальных процессов, происходившей в начале палеозоя и в раннем мезозое на континентальной коре. Анды характеризуются существенной продольной тектонической гетерогенностью, что не учитывается гипотезой «тектоники плит». Перуанско-Чилийский глубоководный желоб имеет кайнозойский возраст и наложен на более древние структуры Анд.

М. С. Марков, В. А. Селиверстов и М. Ю. Хотин на примере тектонического развития Камчатки доказывали, что геосинклинальный процесс на границе океана и материка развивается сложно, и наряду с приращением все более молодых континентальных структур за счет океана происходит и наложение молодых геосинклинальных прогибов на ранее сформировавшиеся структуры.

В докладе Н. А. Богданова были рассмотрены палеозойские и частью допалеозойские геосинклинали Тихоокеанского пояса. Отмечено значительно более раннее заложение геосинклиналей докембрия в южном полушарии по сравнению с северным, перемещение во времени процесса образования эвгеосинклиналей от окраин материков во все более внутренние части океана, появление первых аналогов систем островных дуг лишь в варисцийскую эпоху складчатости.

Г. Э. Грикуров и Б. Г. Лопатин обобщили новые данные по тектонике Западной Антарктиды. Здесь в течение рифея и фанерозоя происходили разнонаправленные преобразования коры, связанные с развитием всего тихоокеанского сегмента; в то же время в области Восточной Антарктиды континентальная кора после раннего палеозоя уже не видоизменялась.

В докладе Л. П. Зоненшайна с соавторами, посвященном проблеме связи тектоники и металлогении запада Тихоокеанского пояса, сделан анализ и дана генетическая интерпретация латеральной (от океана к континенту) структурно-магматической зональности и связанной с ней металлогенической специализации. Зональность рассматривалась для узких временных интервалов, когда проявлялась наибольшая активность магматизма. Существование структурно-магматических зон, по-видимому, определяется положением и миграцией зоны Беньюфа, ее конфигурацией и углом наклона.

Проблема связи металлогении и тектоники пояса обсуждалась также в докладе Е. А. Радкевич. Минерализация фемического профиля характерна для Американской ветви пояса с ее полициклически развивавшимися эвгеосинклиналями и для внутренней зоны Азиатской ветви, в то время как для внешней мегазоны последней (а также для миеосинклиналей Америки) характерна металлогения сиалического профиля, что увязывается с распространением здесь кислых коровых гранитов. Отмечена пространственная устойчивость рудоконтролирующих линий унаследованного развития; это говорит против значительных горизонтальных перемещений в пределах пояса.

Н. Б. Вассоевич, Ю. К. Бурлин и Б. А. Соколов в своем докладе рассмотрели положение в Тихоокеанском поясе нефтегазоносных и перспективных на нефть и газ структур.

Ряд докладов был посвящен тектоническому анализу отдельных регионов СССР в пределах Тихоокеанского пояса: Сахалину (С. Д. Гальцев-Безюк, Е. Н. Меланхолина, В. С. Рождественский), Сихотэ-Алиню (С. А. Салун), Охотско-Чукотскому вулканическому поясу в бассейне р. Пенжины (Н. И. Филатова), Приамурью (Е. Б. Бельтенева, И. А. Плотников). В сообщении К. В. Мокшанцева и С. М. Тильмана была предложена схема тектонического районирования области мезозойской складчатости Северо-Востока СССР; приведенные ими новые данные, в частности, ставят под сомнение существование единого Колымского массива. И. И. Берсеневым в докладе по тектонике Приморья развивалась мысль о дрейфе Японии от материка.

Д. А. Кириков, Л. И. Красный и В. В. Русс рассказали о принципах построения структурно-формационной карты северо-западной части Тихоокеанского пояса масштаба 1:1 500 000 и о некоторых вытекающих из нее выводах, касающихся тектонических условий образования формаций и регионального минералогического анализа.

По большинству докладов развернулись прения. А. Л. Яншин указал на возможность полициклического развития островных дуг типа Курильской, привел данные, говорящие о преобразовании континентальной коры в океаническую во впадинах внутренних и краевых морей. С. А. Ушаков и О. Г. Сорохин выдвинули дополнительные геофизические аргументы в пользу «тектоники плит». Идеи мобилизма были поддержаны П. Н. Кропоткиным и С. А. Захаровым. П. Н. Кропоткин, считает, однако, что вся кора в пределах Тихого океана не может быть молодой; базальтовый слой абиссальных впадин, вероятно, имеет палеозойский или докембрийский возраст. По словам С. А. Захарова, океан молод лишь как бассейн, но это — древняя структура, имевшая скорее всего характер поднятия.

М. В. Муратов высказал точку зрения, что существуют особые случаи платформенного орогенеза (многие срединные массивы, Верхоянье), сопровождающиеся складко- и гранитообразованием, но не имеющие отношения к геосинклинальным процессам. В. Е. Дибров, полемизируя с Л. П. Зоненшайном, утверждал, что эвгеосинклинали не могут быть ответственны за все процессы и геосинклинальных системах, например за формирование гранитов, так как гранитообразование происходит после отмирания собственно эвгеосинклинального режима. В ответном выступлении Л. П. Зоненшайн привел примеры параллельного развития эвгеосинклиналей и гранитообразования в смежных геосинклиналях.

П. М. Сычев подчеркнул важную роль глубинных разломов в структуре Тихоокеанского сектора; обычно это зоны шириной в десятки километров. Концепция «тектоники плит», по словам выступавшего, не находит подтверждения в геофизических материалах по Курило-Камчатскому региону. По мнению С. С. Шульца, тектонические направления в пределах сектора подчиняются планетарной системе трещин. В. Н. Мерзляков говорил о геологических ошибках, приведших к неверному пониманию Верхоянья как эпикратной геосинклинали и к выделению Колымского массива. Э. Н. Янов указал на необходимость использования формационного метода для подразделения на типы основных тектонических структур (эвгеосинклиналей, срединных массивов

и др.). Ч. Б. Борукаев отметил, что рисунок структур может указывать на характер основания, поверх которого они формировались: подвижные области со структурами перекрестного типа закладываются на коре континентального типа, а линейные — на коре океанического.

В прениях был затронут вопрос о связи месторождений нефти и газа с разломами и рудными месторождениями (выступления А. И. Кравцова, Л. Н. Розанова, Л. Н. Кропоткина, К. М. Севастьянова). К. М. Севастьянов высказал мысль, что Тихоокеанский пояс включает только кайнозойские геосинклинальные области, совпадая с поясом современной сейсмической и вулканической активности.

В решении совещания отмечено, что многие вопросы структуры и истории развития Тихоокеанского пояса еще остаются дискуссионными. К ним, в частности, относятся вопросы о роли докембрийских образований в строении комплекса основания пояса, о характере фундамента островных дуг и окраинных морей, о механизме формирования эвгеосинклинальных зон на коре океанического типа, о распространении и масштабе проявления шарьяжей в отдельных складчатых системах пояса и общем значении здесь горизонтальных перемещений вещества земной коры.

Совещание отметило, что необходимо усилить комплексное геолого-петролого-геофизическое и металлогеническое изучение советской части Тихоокеанского пояса, поскольку такое изучение будет способствовать расширению минерально-сырьевой базы Советского Союза. Для составления обоснованных прогнозов размещения полезных ископаемых необходимо также детальное ознакомление советских геологов с геологией и металлогенией зарубежных частей пояса. Совещание указало на настоятельную необходимость скорейшей организации морского бурения на шельфах дальневосточных морей СССР, так как оно может привести к обнаружению новых крупных нефтегазоносных бассейнов.

А. А. Белов, М. Л. Солин

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, 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 *Сафронова Т. И.*

Сдано в набор 7.V-1973 г. Т-11318 Подписано к печати 5/VII 1973 г. Тираж 1855 экз.
Зах. 5471 Формат бумаги 70×108¹/₁₆ Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,6

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

Цена 1 р. 20 к.

Индекс
70228

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»

В магазинах «Академкнига»

имеются в продаже книги:

- ВОПРОСЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ. Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве. 1964. 156 стр. 1 р. 17 к.
- Вотах О. А. ТЕКТОНИКА ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 1968. 138 стр., 6 вкл. 83 к.
- Гурарий Г. З., Соловьева И. А. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ. Труды Геологического института. Вып. 98. 1963. 126 стр. 82 к.
- Журавлев В. С. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОЙ ТЕКТОНИКИ ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ. Труды Геологического института. Вып. 42. 1960. 272 стр., 5 вкл. 1 р. 70 к.
- Кудинова Е. А. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 1961. 96 стр., 6 вкл. 65 к.
- Марков М. С. ТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРСАКПАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ. Труды Геологического института. Вып. 72. 1962. 140 стр. 85 к.
- Маркова Н. Г. СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА ПАЛЕОЗОЯ БЕТ-ПАК-ДАЛЫ. Труды Геологического института. Вып. 62. 1961. 364 стр. 2 р. 37 к.
- МАТЕРИАЛЫ ПО ТЕКТОНИКЕ И ПЕТРОЛОГИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА. 1964. 192 стр. 1 р. 25 к.
- Мирчинк М. Ф. и др. ТЕКТОНИКА И ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ КАМСКО-КИНЬСКОЙ СИСТЕМЫ ПРОГИБОВ. 1965. 215 стр. 1 р. 38 к.
- Михайлов А. Е. ТЕКТОНИКА СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА. 1969. 246 стр. 2 р. 16 к.
- Мордовский В. Т. ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 1959. 120 стр. 30 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:
117463 МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;
197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

