

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1968

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 г.

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА

№ 1, 1968 г.

СОДЕРЖАНИЕ

А. М. Боровиков. О фактическом состоянии тектонической терминологии	3
М. А. Осада. Структура поверхности фундамента Большеземельской тундры по геофизическим данным	8
И. М. Бровар, И. И. Шмайс. Особенности тектоники подсолевого ложа северной части междуречья Урала и Волги	20
С. Д. Гальцев-Безюк. К вопросу о типах и фазах кайнозойской складчатости на Сахалине	28
А. М. Смирнов. Раннерифейские «рудиментарные» геосинклинали Дальнего Востока и их заложение на платформенном основании	40
М. Р. Пустильников. К тектонике Западного и Центрального Предкавказья	52
П. Г. Алоян, С. Г. Алоян. О границе Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон в пределах Северо-Западной Армении	70

Краткие сообщения

Б. Я. Вихтер. Структурное районирование западной части Передового хребта (Северный Кавказ)	77
Г. В. Вахрушев, А. Э. Алксна, Э. А. Ревенко. Новые данные о тектонике южной части Юрезано-Сылвенской депрессии в Приуралье	82
Б. П. Кабышев. Механизм формирования приразломных конседиментационных структур (на примере Донбасса)	85
Е. Н. Алтухов. Тектонические структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы	89
А. Е. Киселев. Новые данные о границах, истории развития Приверхоянского краевого прогиба и о характере сочленения его с Вилюйской синеклизой	94

Критика и дискуссии

М. И. Осадчук. Некоторые замечания по книге В. А. Разницына «Тектоника Южного Тимана». Изд-во «Наука», 1964	100
--	-----

Хроника

Коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области в Иране и Турции (май — июнь 1967 г.)	106
Проблемы региональной тектоники нефтегазоносных районов (7-й Всемирный нефтяной конгресс, 2—8 апреля 1967 г., Мехико-сити, Мексика)	112

GEOTECTONICS

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1968

CONTENTS

A. M. Borovikov. On the present situation in the tectonic terminology	3
M. A. Osada. The structure of the basement surface within the Bol'shezemel'skaya tundra according to geophysical data	8
I. M. Brovar and I. I. Shmais. On the subsurface structure of northern interfluve of the Ural and Volga Rivers	20
S. D. Gal'tsev-Bezyuk. On the problem of Genozoic types of orogeny and orogenic phases within the Sakhalin Island during Cenozoic	28
A. M. Smirnov. Early Riphean «rudimentary» geosynclines of the Far East and their appearance on the platform basement	40
M. P. Pustil'nikov. On the tectonics of Western and Central Fore-Caucasus	52
P. G. Aloyan and S. G. Aloyan. On the boundary between the Somkheto-Kafansbaya and Armenian orogenic zones within North-Western Armenia	70

Short communications

B. Ya. Vikhter. Structural zoning of western Fore-range (Northern Caucasus)	77
G. V. Vakhrushev, A. E. Alksne and E. A. Revenko. New evidence on the tectonics of southern Yurezno-Sylvenskaya depression on the Near-Urals	82
B. P. Kabyshev. The mechanism of formation of consedimentary structures near faults, taking the structures of the Donets Basin as an example	85
E. N. Altukhov. The structures of the south-western margin of the Siberian platform	89
A. E. Kiselev. New evidence on the boundaries and history of the Priverkhoyansky foredeep, and on its conjugation with the Vilyuyskaya syncline	94

Critique and discussion

M. I. Osadchuk. Some remarks on V. A. Raznitsyn's book «The tectonics of Southern Timan» («Tektonika Yuzhonogo Timana», izdatel'stvo «Nauka», 1964)	100
--	-----

Current events

Colloquium on the tectonics of the Alpine orogenic area within Iran and Turkey (May — June, 1967)	106
Problems of regional tectonics of petroliferous areas (7th World Petroleum Congress, on the 2—8th of April, 1967, Mexico-City, Mexico)	112

УДК 551.24

А. М. БОРОВИКОВ**О ФАКТИЧЕСКОМ СОСТОЯНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ
ТЕРМИНОЛОГИИ**

Тектоника, как и всякая другая наука, имеет свой специализированный научный язык. Он складывается из совокупности специальных научных терминов и правил их использования в речи устной и письменной. Совокупность всех специальных терминов — это словарная база научного языка.

Всякий термин является знаком понятия или представления; знаком одного понятия может служить и определенное сочетание нескольких терминов. С другой стороны, всякое понятие представляет собой значение или одного термина, или определенного их сочетания. Совокупность всех научных понятий, которые обозначаются специальными терминами данной отрасли, можно назвать понятийной базой этой науки.

Значение термина, т. е. смысл понятия о соответствующем объекте, раскрывается при определении этого понятия. Определения в общем указывают связь каждого понятия с некоторым числом других понятий, представлений, образов (далеко не все они относятся к данной отрасли науки; иногда понятия берутся из других наук или даже из обыденных представлений «здравого смысла»). Так, различные определения типов складок опираются не только на геологические понятия и представления, но и на образы геометрических фигур, на представления из теории деформаций, а иногда и на обыденные житейские представления.

В таких науках, как геология, понятия не формализованы. Последнее означает не только отсутствие логической точности в отдельных определениях, но и то, что одному термину разными авторами обычно дается много разных определений и «уточнений», в разной степени пересекающихся, а иногда и противоположных по смыслу. Получается, что каждое из определений (включая в их число и уточнение определений) задает, по существу, свое отдельное понятие. Поэтому почти каждый термин является многозначным словом (омонимом). При широкой многозначности терминов неизбежно и другое явление — их множественность (синонимия). Совокупность имеющихся в настоящее время определений и их различных уточнений представляет сложную систему, сильно запутанную вследствие явлений омонимии и синонимии (см., например, статью Л. М. Парфенова, В. А. Соловьева и А. М. Боровикова «К вопросу о тектонической терминологии» в журнале «Геология и геофизика», № 9, 1961 г.).

В 1961—1963 гг. коллективом лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР был выпущен тектонический словарь в виде трех выпусков «Материалов по тектонической терминологии». Были собраны практически все тектонические термины, встречающиеся в геологической литературе на русском языке, а также приведены все их значения, толкования (определения и уточнения определений), указаны все случаи синонимии, омонимии и т. д.

В дальнейшем в той же лаборатории была сделана попытка оценить, как изменяется в тектонике со временем объем словарной базы (количество терминов) и объем «понятийной» базы (количество определений тектонических понятий, в том числе всевозможных их уточнений). По каждому из трех выпусков «Материалов по тектонической терминологии» было подсчитано по годам количество ссылок на авторов терминов и авторов определений. Это было сделано по трем основным разделам геотектоники (3 соответствующих выпуска словаря), а также по более мелким

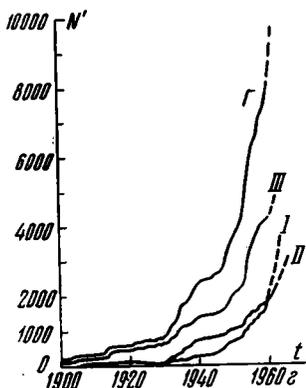


Рис. 1

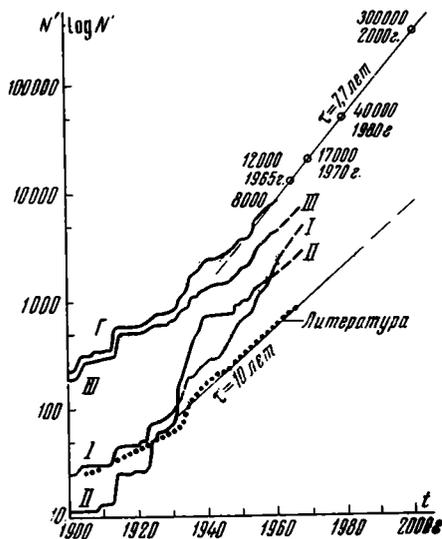


Рис. 2

Рис. 1. Рост количества определений тектонических понятий (интегральные графики, в нормальном масштабе). Римскими цифрами обозначены графики роста по следующим отраслям тектоники: I — крупные структуры земной коры и геологические формации; II — типы тектонических процессов, фазы и циклы тектогенеза; III — структурная геология, соляная тектоника, экзотектоника, тектоника как наука и ее разделы. Буквой «Г» обозначен суммарный график по всем трем разделам

Рис. 2. Рост количества определений и соответствующих публикаций по тектонике в целом (интегральные графики, в полулогарифмическом масштабе). Прямые линии экстраполируют графики на будущее. Обозначения графиков см. в подписи к рис. 1

подразделениям (всего 15 разделов). Заодно было подсчитано по годам (по трем основным разделам) количество тех печатных работ, в которых дается хотя бы по одному новому термину или определению. Всего было учтено 712 публикаций, в том числе 23 книги, изданные с 1700 по 1900 г. и 689 статей и книг — за период 1900—1960 гг. Количество терминов, введенных в тектонику за весь период развития геологии, по 1960 г. включительно, оказалось равным 4456 (полный объем словарной базы). Количество определений тектонических понятий, введенных за тот же период, оказалось равным 8155. Эта цифра характеризует полный объем «понятийной» базы на 1960 г. Тот факт, что количество понятий превышает в 1,83 раза количество терминов (в 1,5—3,0 раза в разных разделах) означает, что в тектоническом языке число омонимов больше числа синонимов приблизительно в 2—3 раза.

Строго говоря, все 8155 различающихся между собой понятий (определений) должны учитываться при использовании существующей информации в работе над всяким новым, достаточно широким геотектоническим построением. Однако из реального употребления в специальном научном языке постоянно выпадает некоторая часть устаревающих терминов и понятий (определений). Проведенные подсчеты показали, что, как это ни странно на первый взгляд, но можно вполне пренебречь ко-

личеством отсеваемых со временем терминов и понятий. Они составляют не более 0,5—6% от числа нововведенных за тот же самый период времени. Так, за весь период развития тектоники полностью устарело не более 500 понятий.

Полученные цифры были перенесены на графики. По оси абсцисс откладывалось время в годах t , а по осям ординат: или 1) количество терминов (определений) — n'' (n'), появившихся в течение каждого данного года (дифференциальные графики), или 2) суммарное количество

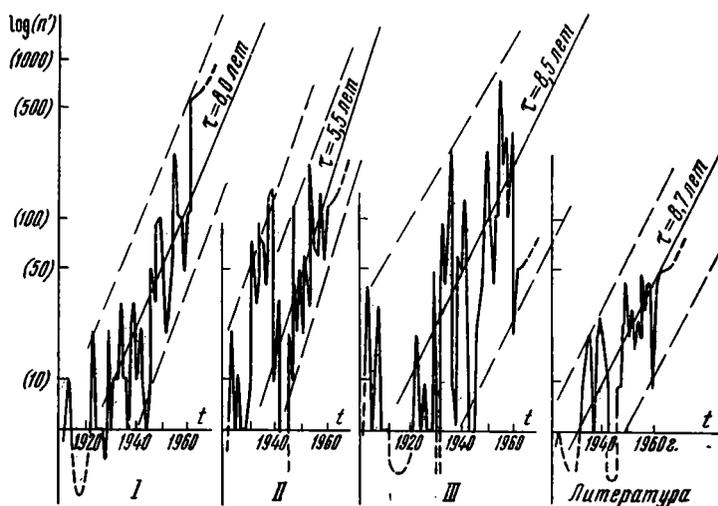


Рис. 3. Рост ежегодного количества новых определений (дифференциальные графики, в полулогарифмическом масштабе). Пунктирные прямые показывают пределы отклонений от среднего. Обозначения графиков см. в подписи к рис. 1

терминов (определений) — N'' (N'), накопленных к концу каждого данного года за весь предшествующий период развития геологии, начиная с самых первых работ прошлых веков (интегральные графики). Таким образом, интегральные графики представляют полный объем терминологической и понятийной базы как функцию времени, а дифференциальные графики — годовые приросты как функцию времени. Для удобства рассмотрения все графики были перестроены в полулогарифмическом масштабе.

В обычной системе координат все графики $N(t)$ оказались кривыми, близкими к экспонентам $N(t) \cong N_0 e^{kt}$ (см. рис. 1). В полулогарифмическом масштабе они хорошо аппроксимировались прямыми или отрезками прямых $\log N(t) \cong kt + \log N_0$ (см. рис. 2). Таким образом, количественный рост словарной и «понятийной» базы тектоники происходит по типу лавинной или цепной реакции (именно такой смысл имеет экспоненциальная зависимость). Законы роста числа публикаций по каждому из трех разделов и в целом по тектонике оказались еще ближе к экспоненциальному (см. рис. 2).

Дифференциальные графики $\log n(t)$ обнаружили линейное возрастание в среднем на фоне быстрых интенсивных отклонений от среднего (см. рис. 3).

Линейные графики в полулогарифмическом масштабе мы экстраполировали на будущее, чтобы оценить ожидаемый объем терминологической базы и базы понятий, а также ожидаемое количество соответствующих публикаций. Оказалось, что уже в 70—80-х годах труд по составлению тектонического словаря будет равносильен работе над многолетней энциклопедией (многие десятки и первые сотни тысяч терминов

и понятий, рассеянных в нескольких тысячах книг и статей). В 2000 г. при нынешних темпах роста числа публикаций, терминов и понятий их количество будет следующим: терминов — 100 000—250 000, понятий — 200 000—500 000, публикаций—10 000—50 000 названий. Поскольку в геологии, кроме тектоники, можно насчитать еще 10—15 отраслей, соизмеримых по объему с тектоникой, то можно ожидать, что уже в 1975—1980 гг. количество геологических терминов и понятий достигнет примерно 1 000 000, печатных работ — 50 000 и т. д.

Таким образом, если уже за последние годы объем терминологической и «понятийной» базы в нашей науке слишком увеличился, то через 10—20 лет, при условии сохранения существующих закономерностей и принципов развития геотектоники, объем угрожает возрасти до такой степени, что использование единого научного языка окажется практически невозможным. Как для отдельных ученых, так и для коллективов окажется совершенно непосильным знание совокупности тектонических понятий, представлений и построений.

Подобные опасные тенденции в развитии тектоники чувствуются уже в течение последних 25 лет. Рост числа терминов и понятий происходит не только за счет расширения тектонической литературы, но также и за счет увеличения, в среднем, количества нововведений на одну публикацию. Например, если в отдельных статьях 1940—1953 гг. количество новых понятий не превышало 20—30 (например, в статьях Л. Б. Рухина о формациях), то в 1954—1965 гг. эта цифра иногда достигала 50—70. Если в монографиях 1940—1953 гг. количество новых понятий редко превышало 40—70 (например, в отдельных трудах Н. С. Шатского — по 30—50), то в 1954—1965 гг. число новых терминов в отдельных монографиях достигало 150, а иногда доходило до 200—250 (общие руководства В. В. Белоусова и В. Е. Хаина). Представители некоторых направлений в геотектонике (особенно те, которые развивают свои собственные автономные тектонические гипотезы и теории) за время своей научной деятельности ввели в тектонику по 400—700 новых терминов и понятий.

Любопытно сравнить темпы лавинообразного расширения объема терминологической и «понятийной» базы и роста тектонической литературы с аналогичными показателями других наук.

Темпы экспоненциального роста можно однозначно охарактеризовать параметром $\tau = \log 2/k$, где k — тангенс наклона наших эмпирических прямых ($\log n \cong k't + c'$ и $\log N \cong k''t + c''$). Параметр τ для каждой экспоненты постоянен и имеет смысл периода удвоения, в годах. Оказалось, что для различных отраслей тектоники за последние 35—50 лет τ колеблется от 17 до 3,2 года. За такие интервалы времени происходило удвоение как средних годовых приростов (дифференциальные графики), так и суммарного объема тектонической литературы, терминологической и понятийной базы (интегральные графики). Чаще всего значения τ не выходят за пределы 5—10 лет. Для объемов «понятийной» базы трех основных разделов тектоники τ составляет I—5,7 лет, II—10,0 лет и III—8,0 лет; в среднем для всей тектоники $\tau = 7,7$ лет. Для объема литературы по тем же разделам τ равен: I—7,1 лет, II—14,5 лет и III—6,8 лет. В общем, в тектонике период удвоения редко выходит за пределы $\tau = (7 \pm 3)$ года.

Это необычно высокие для науки темпы роста. Подавляющее большинство основных параметров развития в таких науках, как химия, кристаллография, математика, физика и электротехника, характеризуется $\tau = 10—18$ лет. Общие темпы научно-технического прогресса, определяемые по числу научных работ, характеризуются $\tau = 12—13$ лет.

Аномально высокие темпы в росте числа публикаций, а также в расширении и усложнении терминологии, нельзя интерпретировать в том смысле, что по сравнению с другими отраслями наук тектоника отличается необычно усиленным и плодотворным развитием теорий или особо

эффективным их применением к познанию объектов исследований. Действительно, трудно предположить, что современные физика, электротехника, кристаллография и др. точные науки отстают от тектоники по сложности развития теоретических построений, по их глубине и по эффективности практического применения. Различие в темпах роста можно, видимо, объяснить только разным состоянием научного языка, «понятийной» базы и разной методологией в построении научных выводов, доказательств, прогнозов, новых гипотез и теорий. Основное различие тут состоит в том, что в точных науках эта база является формализованной, что исключает неоднозначность и субъективизм в ее развитии. Поэтому она представляет там достаточно стройную упорядоченную систему, а ее объем существенно меньше, чем в таких науках, как тектоника. Объем терминологической базы в точных науках тем более мал, что там широко распространены методы символики, а число синонимов и омонимов в специальных языках ничтожно. Все это позволяет с гораздо меньшими (чем, например, в тектонике) затратами слов, символов, понятий и теоретических конструкций перерабатывать значительно большие объемы первичной информации и делать эффективные прогнозы. Благодаря наличию формализованного теоретического аппарата «производительность труда» ученых-теоретиков в точных науках существенно выше, так что при равной сложности объектов надежность и эффективность точных теорий выше, а необходимые при разработке новых теорий затраты слов, знаков и понятий (в том числе новых) существенно ниже, чем в геологии. Этим и объясняются пониженные, по сравнению с тектоникой, темпы роста числа и объема публикаций, объема «понятийной» базы и т. п.

Таким образом, выполненная работа позволяет сделать следующие выводы.

1. Состояние и объем терминологической и «понятийной» базы в тектонике таковы, что дальнейшее нормальное развитие науки невозможно без формализации понятийной базы.

2. Формализация нужна для решения следующих задач: а) фиксации, хранения и систематизации первичной информации; б) анализа всех существующих геотектонических построений, в их полной совокупности; в) построения новых гипотез и теорий с учетом всего, что уже получено и сделано; г) для использования при решении каждой из трех предыдущих задач всех современных мощных логико-математических методов, включая ЭВМ.

3. Сложившееся в тектонике обращение с терминами и понятиями и методология геотектонических построений таковы, что темпы роста «понятийной» базы необычно велики даже для «нематематизированных» наук. Вследствие таких темпов роста уже в настоящий момент объективно назрела необходимость формализации, которую нужно осуществить в течение ближайших 15—30 лет.

Институт геологии и
геофизики СО АН СССР

Статья поступила
1 февраля 1966 г.

A. M. BOROVIKOV

ON THE PRESENT SITUATION IN THE TECTONIC TERMINOLOGY

The paper gives some evidence concerning the number of terms and concepts in the geotectonics. These figures are directly related to the problem whether the formalization of the concepts represents merely one of possible ways of the «mathematization», or it is an objectively urgent necessity.

Institute of Geology and Geophysics
Siberian Branch of Academy of Science
of USSR, Novosibirsk

УДК 551.24(471.1)

М. А. ОСАДА

**СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА
БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ
ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

До последнего времени строение фундамента Большеземельской тундры остается во многом неясным. Большая мощность мезозойских отложений, отсутствие глубоких скважин и суровые условия Севера затрудняют выяснение глубинного геологического строения этой территории. Поэтому основное значение в познании тектонического строения региона приобретают данные геофизических методов разведки.

Более изученной является соседняя территория, примыкающая к Большеземельской тундре с запада, так называемая Печорская депрессия, в пределах которой фундамент вскрыт многими скважинами.

О строении и возрасте фундамента территории Большеземельской тундры существуют различные представления. А. П. Карпинский (1894) высказал мнение о существовании в Большеземельской тундре погребенной глыбы гранито-гнейсового основания (Пыткова камня), обусловившей сложный изгиб структур Приполярного и Полярного Урала. Это представление разделяли Н. Н. Тихонович (1946), в 1954—1955 г. О. А. Калинина, в 1955 г. М. В. Касьянов, в 1958 г. В. А. Левченко, Г. А. Чернов (1962) и др.

Однако Н. С. Шатский (1935) отмечал, что для объяснения сложного изгиба структур Пай-Хоя и Полярного Урала нет необходимости предполагать наличие жесткой плиты Пыткова Камня, так как подобные изгибы могут быть вызваны структурой основания сжимаемой складчатой зоны.

Н. С. Шатский (1935, 1946) считал, что фундамент северо-восточного угла Восточно-Европейской платформы (Тимана и Большеземельской тундры) образован байкальской (рифейской) складчатостью, в составе которой считал возможным выделить внешнюю и внутреннюю зоны. Это мнение позже разделяли: в 1953—1956 гг. И. П. Херасков, Э. Э. Фотиади (1958), В. С. Журавлев и Р. А. Гафаров (1959), Р. А. Разницын (1960), В. А. Варсанюфьева (1961) и др. Границу между внешней и внутренней зонами рифейской геосинклинали В. С. Журавлев и Р. А. Гафаров (1959) проводили по Припечорской зоне разломов. Фундамент внешней зоны, по их мнению, образован осадочными формациями рифея, а фундамент внутренней зоны — вулканогенно-осадочными формациями рифея.

Позже Н. С. Шатский и А. А. Богданов (1961) рассматривали Тиман как внутриплатформенную борозду — авлакоген, по Н. С. Шатскому, или сквозной авлакоген, по А. А. Богданову (1961). Они высказали соображение, что к северо-востоку от этой внутриматериковой борозды простирается Бårенцева плита Восточно-Европейской платформы. Мне-

ние о наличии этой плиты в последние годы разделяют В. А. Разницын (1963) и З. И. Цзю (1964), допускающие наличие жесткой архейско-карельской глыбы, расположенной к северо-востоку от шовных структур Печорской¹ гряды.

Между тем данные глубоких скважин, пробуренных в районах Усть-Цильма, Кипиево и Ванью, опровергают представление о Тимане как относительно узкой борозде типа авлакогена. Эти скважины под осадочным чехлом на значительном удалении от Тимана и даже непосредственно близ Печорской гряды (Кипиево) под осадочным чехлом вскрыли сланцы фундамента, не отличимые от обнаженных на Тиманском кряже (Журавлев, Осадчук, 1960).

К северо-востоку от Печорской гряды, на территории Большеземельской тундры породы фундамента пока ни одной скважиной не вскрыты. Некоторое представление о возрасте и составе фундамента этой территории дают материалы геофизических методов разведки и, в частности, гравиразведка и аэромагниторазведка.

Так, анализ карт наблюденного гравитационного и магнитного полей, а также карт графиков ΔT территории Тимано-Печорской нефтегазодонной провинции свидетельствует о том, что характер этих полей резко отличается от характера тех же полей соседних районов Русской платформы. Например, для территории Камско-Сысольского свода характерно наличие мозаичного строения указанных выше полей с резкой изрезанностью контуров аномалий, имеющих различную ориентировку. Графики ΔT здесь осложнены мелкими, часто чередующимися максимумами и минимумами.

На территории Тимано-Печорской провинции, включая и Большеземельскую тундру, как гравитационное, так и магнитное поля, носят плавный, полосовый характер с аномалиями, в целом единого, северо-западного простирания. Графики ΔT характеризуются плавным изменением аномальных величин.

Это обстоятельство может свидетельствовать об однотипности фундамента Большеземельской тундры с остальной территорией Тимано-Печорской нефтегазодонной провинции и отличии его от фундамента соседних районов Восточно-Европейской платформы.

Первые попытки изображения рельефа фундамента территории Большеземельской тундры в изогипсах на основании мелкомасштабной аэромагнитной съемки были сделаны в 1955 г. Р. А. Гафаровым, а по данным гравиметровой съемки — в 1958 г. И. И. Бирюковым и М. А. Осадой. Количественные расчеты, проведенные по этим материалам, позволили наметить лишь общие контуры наиболее крупных элементов поверхности фундамента.

В последние годы на территории Большеземельской тундры были проведены крупномасштабные гравитационные и аэромагнитные съемки с более густой сетью наблюдений, что вместе с данными электроразведочных работ методами ТТ МТП, сейсморазведочных работ МОВ и КМПВ и данными бурения позволяет получить более детальные сведения о характере поверхности фундамента этой территории.

Значительный интерес представляет оценка глубины залегания поверхности фундамента по материалам крупномасштабных гравитационной и аэромагнитных съемок. Такая оценка глубины была проведена тематической партией Ухтинской геофизической конторы в 1964—1965 гг. Вычисленные глубины залегания поверхности фундамента позволили автору настоящей статьи построить карту рельефа фундамента территории Большеземельской тундры.

* Юго-восточная часть ее, расположенная за пределами исследуемой территории Н. Д. Матвиевской и В. С. Журавлевым (1965), названа Печоро-Кожвинским валом.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА

Глубины залегания поверхности фундамента вычислялись по данным аэромагнитной съемки. Расчеты производились по графикам ΔT методами, рекомендованными Т. Н. Симоненко (1958), А. Я. Ярошем (1963), А. А. Логачевым (1961) и К. Ф. Тяпкиным (1962), а также методами, разработанными сотрудниками гравиметрической лаборатории Сибирского научно-исследовательского института геологии и минерального сырья Б. Д. Миковым, В. К. Пятницким и Г. Г. Ремпелем (1966). Вычисления производились различными методами по нескольким профилям, пересекающим центральную часть изучаемой аномалии. В качестве наиболее достоверного результата бралось среднее значение глубины. В полученные осредненные глубины вносились поправки, сначала на угол между осью аномалии и направлением профиля наблюдения, а затем на высоту полета самолета и абсолютную отметку дневной поверхности. Таким образом, определялись отметки верхней кромки магнитных тел, которые относились к центру выбранной аномалии.

Для проверки глубин, полученных по магнитным аномалиям, производились контрольные вычисления. Для этой цели использовались только изолированные локальные аномалии, заведомо обусловленные петрографической неоднородностью фундамента и, соответственно, плотностью его пород. Расчеты глубин по гравитационным аномалиям производились с использованием методов И. Г. Клушина (1960), К. Ф. Тяпкина (1961) и А. Я. Яроша (1963).

Для значительной части исследуемой территории основное значение имеют осредненные глубины, вычисленные по аэромагнитным и гравитационным аномалиям. Среднее значение вычисленных глубин удовлетворительно согласуется с имеющимися материалами бурения и сейсморазведки (КМПВ).

ВЫДЕЛЕНИЕ БЛОКОВ ФУНДАМЕНТА

Совместный анализ гравитационного и магнитного полей, данных электроразведки и сейсморазведки, а также вычисленных глубин залегания поверхности фундамента позволил выделить на исследуемой территории четыре главные области: Печорскую, Денисовскую, Большеземельскую и Хайпудырскую, каждая из которых занимает площадь в десятки тысяч квадратных километров. Эти области отличаются различной морфологией гравитационного и магнитного полей, иногда сейсмогеологическими условиями и глубинами залегания поверхности фундамента. Границы областей определяются региональными линейными зонами резкого сгущения изоаномал силы тяжести (гравитационными ступенями) длиной в несколько сотен километров, совпадающими либо с системой магнитных аномалий определенного типа, либо с резкой сменой различных по характеру магнитных полей. В пределах этих гравитационных ступеней по данным сейсморазведки наблюдается отсутствие отражений в отложениях осадочного чехла.

По литературным данным известно, что совокупность перечисленных выше признаков определяет наличие разломов или нарушений как в фундаменте, так и в осадочном чехле.

Таким образом, анализ имеющихся геофизических материалов по территории Малоземельской и Большеземельской тундр позволяет сделать следующие выводы:

1. Фундамент данной территории разбит на отдельные крупные блоки, характеризующиеся различным геологическим строением, историей развития и степенью проявления магматизма.
2. Границами этих блоков служат региональные разломы глубокого заложения (зоны разломов).

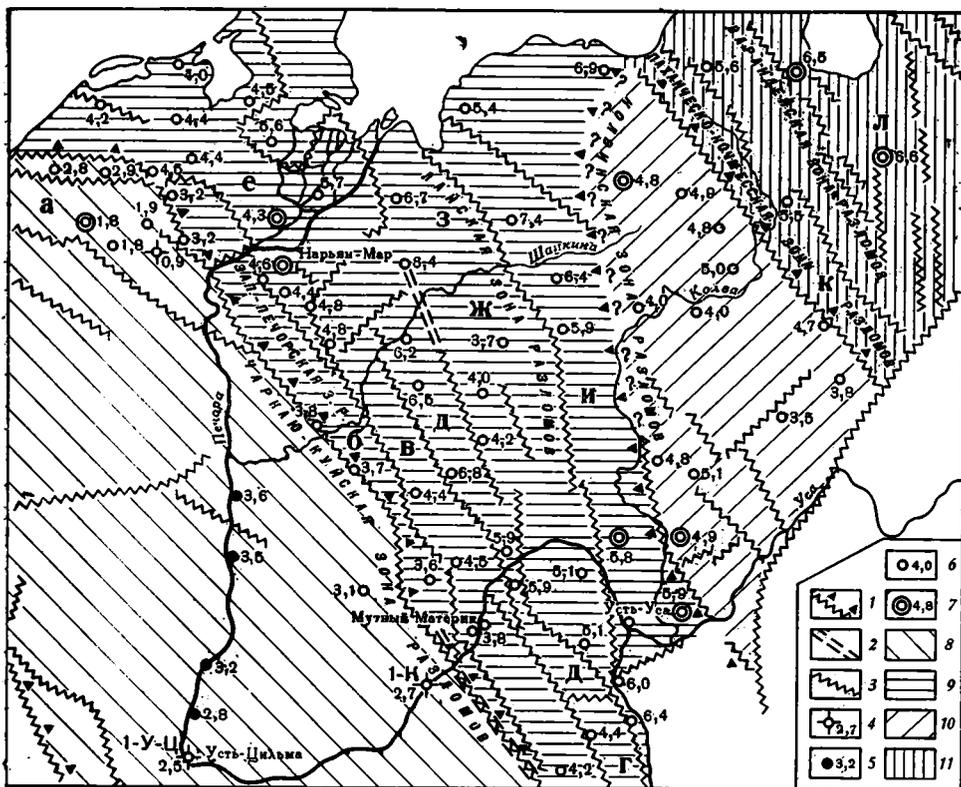


Рис. 1. Схематическая структурная карта фундамента Большеземельской тундры по геофизическим данным (Составила М. А. Осада, 1965 г.)

1 — региональные разломы, разграничивающие блоки первого порядка; 2 — 3 — разломы фундамента по данным: 2 — сейсморазведки, 3 — гравиразведки; 4 — 7 — абсолютные отметки глубины залегания поверхности фундамента (км) по данным: 4 — бурения, 5 — сейсморазведки КМПВ, 6 — расчетов глубины залегания верхних кромок магнитных тел, 7 — тех же расчетов, с контрольными вычислениями по гравитационным аномалиям. Блоки фундамента: 8 — Печорский, 9 — Денисовский, 10 — Большеземельский, 11 — Хайпудырский. Блоки второго порядка: а — Седюхинский; б — Чаркаю-Куйский; в — Печорский; г — Печоргородский; д — Малоземельский; е — Мальчигой-Вадский; ж — Мишванский; з — Лая-Колвинский; и — Нерутский; к — Верхне-Колвинский; л — Соркинский

3. В пределах крупных блоков намечаются разломы меньшей протяженности, ограничивающие более мелкие блоки фундамента.

Разломам, осложняющим крупные блоки фундамента, соответствуют линейные полосы гравитационных ступеней протяженностью в несколько десятков километров. По ширине они бывают, как правило, уже ступеней, отвечающих региональным разломам, и не всегда находят отражение в магнитном поле.

По совокупности указанных данных автором в 1965 г. была составлена карта строения поверхности фундамента территории Большеземельской тундры, на которой выделены как региональные разломы глубокого заложения, так и подчиненные им разломы, осложняющие крупные блоки фундамента (рис. 1).

Региональными разломами глубокого заложения (зонами разломов) являются: Индиго-Тобышский, Припечорский, Колвинский и Паханческо-Кочмесский, ограничивающие Печорский, Денисовский, Большеземельский и Хайпудырский блоки фундамента (рис. 1).

Индиго-Тобышская зона разломов определяется полосой высоких горизонтальных градиентов силы тяжести, протягивающейся в субмеридиональном направлении от нижнего течения р. Тобыш на юге, через нижнее течение р. Цильмы до побережья Чешской губы на севере. К ней приурочена полоса варьирующего отрицательного

аномального магнитного поля (на рис. 1 эта зона разломов пересекает юго-западный угол карты).

Припечорская* зона разломов в южной части (до пересечения с р. Печорой) прослеживается по гравитационной ступени, ограничивающей с юго-запада область интенсивных положительных аномалий Печорской гряды. Вблизи широтной излучины р. Печоры, между д. Кипиево и с. Мутный Материк, Припечорская зона разломов разделяется на Чаркаю-Куйскую (западную) и Западно-Печорскую (восточную) зоны разломов.

а) Чаркаю-Куйская зона разломов определяется гравитационной ступенью, прослеживаемой от с. Мутный Материк в северо-западном направлении примерно до д. Оксина, на расстоянии около 300 км. Отсюда она резко меняет простирание на запад-северо-западное и ограничивает с северо-северо-востока Седухинскую область максимумов силы тяжести. Общая длина этой зоны составляет около 400 км. Ширина ее на юге — 7—12 км, в центральной части — 8—15 км, в северной — 12—20 км.

В магнитном поле, на общем фоне отрицательных значений, к Чаркаю-Куйской гравитационной ступени приурочена система отдельных локальных положительных аномалий: в южной части — изометричной формы, интенсивностью 100—400 гамм, в северной части — запад-северо-западного простирания, интенсивностью 400—700 гамм.

Речные сейсморазведочные работы МОВ по р. Печоре, на северо-восточной окраине Седухинской области максимумов силы тяжести, в отложениях осадочного чехла (пермь, карбон), позволили установить сброс амплитудой 1200 м, приуроченный к Чаркаю-Куйской гравитационной ступени.

б) Западно-Печорская зона разломов определяется по гравитационной ступени, ограничивающей с юго-запада северную часть области интенсивных положительных аномалий Печорской гряды. В магнитном поле этой гравитационной ступени отвечает увеличение аномальных значений с запада на восток. В пределах Западно-Печорской гравитационной ступени в отложениях осадочного чехла наблюдается резкая смена фаций.

Западно-Печорская зона разломов прослеживается в северо-западном направлении от с. Мутный материк — на юге, за р. Шапкина — на севере. Длина Западно-Печорской зоны разломов — 200 км, ширина — 4—6 км.

По Западно-Печорской зоне разломов В. С. Журавлев и Р. А. Гафаров (1959), а также другие исследователи намечают границу раздела между мио- и эвгеосинклинальными формациями в составе рифейского складчатого фундамента.

Граница между Печорским и Денисовским блоками фундамента (см. ниже), по-видимому, проходит по Чаркаю-Куйской зоне разломов.

Колвинская зона разломов намечается по полосе гравитационной ступени, ярко выраженной в южной части территории исследования и окаймляющей Большесельский минимум силы тяжести с востока. Далее она трассируется в северо-западном направлении по восточной окраине Колвинской аномалии, по западной окраине Возейского и восточной окраине Усть-Харьяченского максимумов силы тяжести, а также по западной окраине Нерусовейского минимума силы тяжести.

В магнитном поле Колвинская зона разломов определяется системой локальных аномалий, в южной части имеющих изометричную форму и интенсивность 150—400 гамм. В северной части намечается обширная положительная аномалия, интенсивностью 400—500 гамм, меняющая

* Впервые выделена и квалифицирована как глубинный разлом Р. А. Гафаровым (1963).

простираение с северо-западного (на юге) на субширотное (на севере).

Длина Колвинской зоны разломов — примерно 350 км, ширина—10—20 км. Перепад глубин залегания поверхности фундамента вдоль Колвинской зоны разломов составляет около 1 км.

Паханческо-Кочмесская зона разломов определяется гравитационной ступенью, окаймляющей с юго-запада Нерутавожский минимум и Верхнеколвинский, Юньянченский, Паханчешский максимумы силы тяжести. Вдоль этой гравитационной ступени происходит заметное изменение характера гравитационного поля: от расплывчатых аномалий в основном изометричной формы на западе к узким, вытянутым в северо-западном направлении, аномалиям — на востоке.

В магнитном поле Паханческо-Кочмесская зона разломов характеризуется резкой сменой характера поля с положительного, в пределах которого локализируются отдельные аномалии различной формы, величины и простираения — на западе, на отрицательное, с аномалиями единого северо-западного простираения — на востоке.

Длина Паханческо-Кочмесской зоны разломов составляет 220 км, ширина — 10—18 км.

Кроме упомянутых региональных разломов по тем же признакам могут быть намечены еще два разлома глубокого заложения: Лайский (в пределах Денисовского блока) и Варандейский (в пределах Хайпудырского блока) (см. рис. 1).

В пределах крупных блоков фундамента (структур первого порядка), ограниченных региональными разломами, по данным анализа гравитационного поля и с учетом материалов сейсморазведки, намечена система разломов, разграничивающих блоки второго порядка. Преобладающее простираение этих блоков — северо-западное (см. рис. 1).

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА

На рассматриваемой территории выделяются четыре крупных блока фундамента: Печорский, Денисовский, Большеземельский и Хайпудырский (см. рис. 1). Приведем их краткое описание.

Печорский блок в пределы этой территории попадает лишь северной частью, размеры которой следующие: длина — около 300 км, ширина на юге — 220 км, на севере — 80 км. С юго-запада Печорский блок ограничен Индиго-Тобышской, с северо-востока — Чаркаю-Куйской зонами разломов.

В гравитационном поле ему соответствует область пониженных значений аномалий, в пределах которой локализируются отдельные зоны относительных максимумов и минимумов силы тяжести, не имеющие четко выраженного простираения. В магнитном поле Печорский блок характеризуется исключительно отрицательными значениями аномалий, как изометричной формы, так и вытянутых в различных направлениях.

Глубины залегания поверхности фундамента в пределах рассматриваемой северной части Печорского блока составляют на юге 2,6—2,8 км. К центру и северо-востоку фундамент погружается до глубины 3,5—3,7 км, но далее к северу снова воздымается. В пределах Седухинского поднятия блока второго порядка глубины до поверхности фундамента колеблются в пределах от 1,8 до 2,9 км.

Характер гравитационного поля, а также данные сейсморазведки КМПВ по р. Печоре указывают на наличие в пределах Печорского блока блоков второго порядка. Однако точность гравиметровой съемки в этом районе не позволяет четко определить структуры второго порядка, кроме Седухинского поднятия, имеющего чрезвычайно сложное строение.

К северо-востоку от Печорского блока прослеживается Денисовский опущенный блок. Он выделяется в значительно большем

объеме, чем определялся ранее (Гафаров, 1963; Цзю, 1964). Длина его составляет около 400 км, ширина на юге — 120 км, на севере — 250 км. С юго-запада он ограничен Чаркаю-Куйской, с северо-востока — Колвинской зонами разломов.

В гравитационном поле в юго-западной части Денисовского блока намечается ряд узких, вытянутых в северо-западном направлении линейных зон положительных аномалий, ограниченных с юго-запада и северо-востока резко выраженными гравитационными ступенями. Восточная и северо-восточная части Денисовского блока характеризуются в западной половине отрицательными, в восточной — положительными значениями аномалий силы тяжести. В их пределах локализируются отдельные аномалии различных размеров и интенсивности с преобладающими северо-западными простираниями.

В магнитном поле к юго-западной части Денисовского блока приурочена вытянутая в северо-западном направлении линейная зона положительных аномалий значительной интенсивности и размеров. Далее к востоку выделяется зона отрицательных аномалий, которая сменяется положительными аномалиями различных размеров и интенсивности. Последние в северо-восточной части блока имеют северо-западное простирание, а в юго-восточной его части — изометричную форму без ярко выраженных простираний.

Глубины залегания поверхности фундамента в юго-западной части Денисовского блока колеблются в пределах 4—6,5 км, в юго-восточной и северо-восточной его частях равны 6—7 км.

Характер гравитационного поля и расчетные глубины залегания поверхности фундамента указывают, что в пределах юго-западной и восточной частей Денисовского опущенного блока могут быть намечены следующие разновысотные блоки фундамента второго порядка (с запада на восток): Чаркаю-Куйский, Печорский, Печоргородский, Мальчигей-Вадский, Малоземельский, Мишваньский и Лая-Колвинский (см. рис. 1). Севернее р. Шапкина можно выделить Нерутский блок. Все эти блоки различаются как характером гравитационного поля, так и глубинами залегания поверхности фундамента. Они разделены системами разломов преобладающего северо-западного, реже — меридионального и северо-восточного простирания. Мишваньский блок (выступ или горст) фундамента, расположенный в центральной части Денисовского крупного блока, впервые намечен в 1960 г. М. И. Залипухиным (1963).

Несколько обособленной является северо-западная часть Денисовского блока с размерами 140×30—60 км, выделенная под названием Малоземельского блока. С юго-запада он ограничен Чаркаю-Куйской зоной разломов; с юга и северо-востока — другими разломами, а на северо-западе уходит в акваторию Печорского моря. Малоземельский блок имеет очень сложное строение и вытянут в северо-западном направлении.

В гравитационном и магнитном полях Малоземельский блок представлен резко выраженными интенсивными локальными максимумами и минимумами различных размеров и простирания.

Глубина залегания поверхности фундамента в его пределах колеблется от 4,2 до 4,5 км.

Ранее в пределах этого блока выделялось Нарьян-Марское сводовое поднятие фундамента (Гафаров, 1963; Цзю, 1964), которое нашими исследованиями не подтверждается.

Характер гравитационного и магнитного полей Малоземельского и рассмотренного нами ранее Седуяхинского блоков весьма сходен. Однако Седуяхинский блок относительно Малоземельского блока приподнят на 1,5 км. В пределах Седуяхинского блока скв. 54, заданная в пределах относительного гравитационного минимума, вскрыла интрузию гранитов на глубине около 0,9 км.

Как Седуяхинский (приподнятый) блок, так и Малоземельский (погруженный) блок в гравитационном и магнитном полях характеризуются наличием резко выраженных минимумов и максимумов. Такой характер геофизических полей дает основание предполагать, что фундамент этих блоков пронизан интрузиями не только кислого, но и основного состава, внедрившимися по разломам, разбивающим эти блоки второго порядка на более мелкие (назовем их блоками третьего порядка), по-видимому, расположенные на различных гипсометрических уровнях. Об этом, в частности, свидетельствуют колебания расчетных глубин залегания фундамента в пределах Седуяхинского и Малоземельского блоков.

Заканчивая описание Денисовского блока фундамента, необходимо отметить, что в пределах и остальных его блоков второго порядка есть расхождения (до 10%) в определенных расчетах глубинах. Эти расхождения, вероятно, определяются не только погрешностью методов вычисления, но и реальными колебаниями рельефа фундамента внутри каждого из упомянутых блоков.

Большеземельский приподнятый блок расположен к северо-востоку от Денисовского блока. Разные исследователи высказывали различные мнения о его тектонической природе и морфологии.

Р. А. Гафаров (1963) в пределах Большеземельской тундры, в области предполагаемого распространения эвгеосинклинальных формаций байкалитид, наметил два поднятия: Колвинское, в нижнем течении р. Колвы, и плоское, широкое Адзвинское поднятие, на междуречье верхнего течения р. Колвы и нижнего течения р. Море-ю. По его мнению, Колвинское и Адзвинское поднятия разделены Сандивейским прогибом.

З. И. Цю (1964) выделял здесь досреднедевонское погребенное поднятие, которое, по его мнению, имеет жесткое архейское гранито-гнейсовое основание. В пределы этого поднятия он включал на западе — Колвинский вал, на востоке — гряду Чернова.

Результаты наших исследований свидетельствуют о том, что крупный Большеземельский приподнятый блок размерами 250×120 км выделяется на междуречье Усы, Колвы и Черной. Он ограничен с юго-запада — Колвинской, а с северо-востока — Паханческо-Кочмесской зонами разломов. Северо-западная граница Большеземельского блока определена условно. Не исключено, что Колвинская зона разломов в истоках р. Шапкина либо резко поворачивает на запад-северо-запад и выходит к побережью Печорского моря, либо отклоняется на восток-северо-восток. В первом случае к Большеземельскому блоку должна принадлежать северо-восточная часть Нерутского блока второго порядка (см. описание Денисовского блока), раскрывающаяся в акваторию Печорского моря.

В гравитационном поле область Большеземельского блока характеризуется наличием мозаичнорасположенных, в основном положительных аномалий силы тяжести различной формы и простираний. При этом наиболее интенсивные локальные аномалии, имеющие преобладающее северо-восточное простираение, приурочены к его южной части.

В магнитном поле здесь выделяется широкая аномальная область северо-западного простираения, окаймленная по периферии зоной высоких градиентов. Внутри ее намечаются положительные аномалии интенсивностью 100—400 *гамм*, различной формы, размеров и простираения.

Глубина залегания поверхности фундамента в центральной части Большеземельского блока около 4,0 км, в юго-западной и северной его частях — около 5,0 км.

В пределах Большеземельского блока намечается ряд разломов как северо-восточного, совпадающего с простираением гряды Чернышева, так и северо-западного, Тиманского простираения. Все эти разломы опреде-

ляют границы блоков второго порядка, часть из которых пока не совсем четко выделяется в южной половине Большеземельского блока.

Хайпудырский опущенный блок намечается к северо-востоку от Большеземельского блока. Его юго-западная граница условно проводится по Паханческо-Кочмесской зоне глубоких разломов. Хайпудырский опущенный блок является юго-западным бортом северной части Предуралья краевого прогиба или Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы (по В. С. Журавлеву, 1964_{1,2}).

В гравитационном поле Хайпудырский блок характеризуется протяженными линейными зонами интенсивных в основном положительных аномалий северо-западного простирания. Эти зоны с юго-запада и северо-востока ограничены четко выраженными гравитационными ступенями и соответствуют грядам: Сорокина, Гамбурцева, Чернова и др.

В магнитном поле Хайпудырский блок выделяется чередованием зон отрицательных и положительных аномалий небольшой интенсивности, но значительных размеров единого северо-западного простирания.

Гряды Сорокина, Гамбурцева и Чернова представляют собой шовные структуры осадочного чехла, приуроченные к разломам фундамента.

Особое место занимает Верхне-Колвинский блок второго порядка, в пределах которого прослеживаются вытянутые в северо-западном направлении положительные локальные аномалии силы тяжести, по форме и интенсивности подобные несколько более широким аномалиям гряд Сорокина, Гамбурцева и Чернова и совершенно отличные от аномалий смежного Большеземельского блока. По-видимому, в пределах Верхне-Колвинского блока гипсометрический уровень поверхности фундамента значительно ниже уровня поверхности фундамента Большеземельского блока. Совокупность всех этих данных послужила основанием для отнесения Верхне-Колвинского блока второго порядка к Хайпудырскому блоку. Верхне-Колвинский блок с юго-запада ограничен Паханческо-Кочмесской зоной глубоких разломов, с северо-востока — Варандейской зоной глубоких разломов, намечающейся полосой высоких горизонтальных градиентов силы тяжести, совмещенной с системой положительных магнитных аномалий. Вдоль Варандейской зоны разломов с северо-востока протягивается гряда Сорокина.

Наибольшие глубины залегания поверхности фундамента в пределах Хайпудырского блока достигают 6,5 км. Такие сравнительно малые глубины в пределах Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы, по-видимому, соответствуют положению не рифейского (как на Печорском, Денисовском и Большеземельском блоках), а палеозойского складчатого фундамента.

До настоящего времени остается открытым вопрос о северо-восточной границе Восточно-Европейской платформы. Эта граница разными исследователями проводится по-разному. Одни из них (Гафаров, 1963; Журавлев, 1964, 1965, и др.) намечают ее по западному краю гряды Сорокина, т. е. по Варандейской зоне глубоких разломов, а другие (Цзю, 1964, и др.) — по гряде Чернова. Совершенно естественно, что на данной стадии изученности уверенное определение положения северо-восточной границы Восточно-Европейской платформы затруднено. Однако данные крупномасштабных гравиметровых и аэромагнитной съемок указывают, что резкое изменение гравитационного и магнитного полей (смена расплывчатых аномалий небольшой интенсивности — на западе, интенсивными аномалиями, вытянутыми в северо-западном направлении, — на востоке) происходит вдоль Паханческо-Кочмесской зоны разломов.

Верхне-Колвинская зона гравитационных аномалий более сходна с аномалиями гряд Сорокина, Гамбурцева и Чернова, но ее аномалии несколько шире и как бы занимают промежуточное положение между аномалиями Большеземельского и Хайпудырского блоков. Это, возмож-

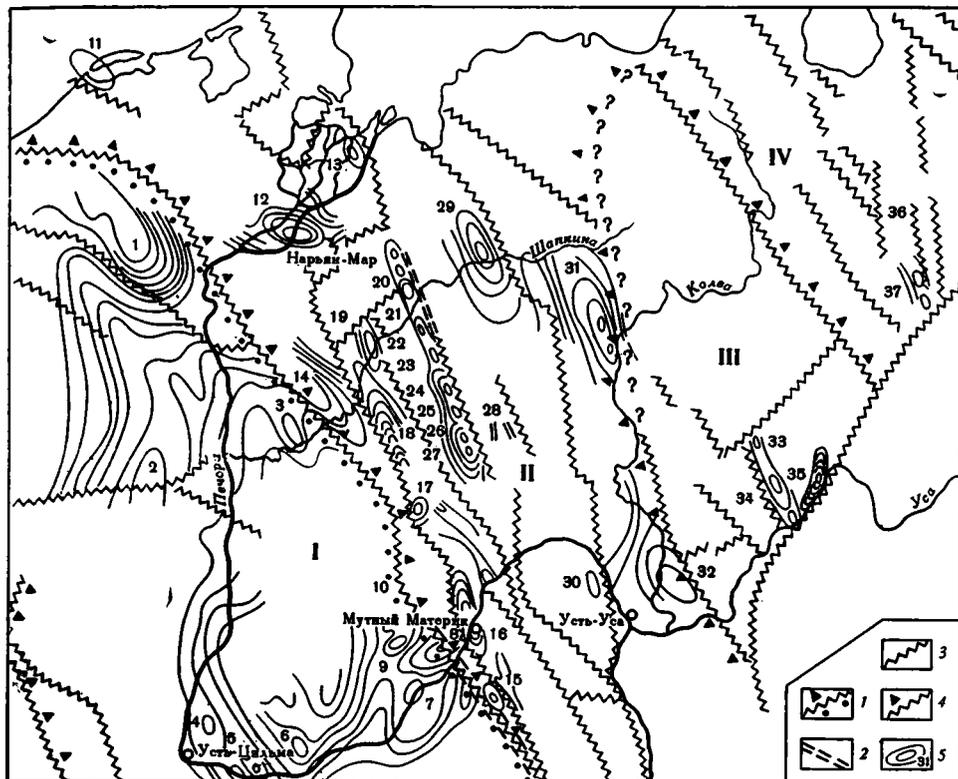


Рис. 2. Строение осадочной толщи в сопоставлении с рельефом поверхности Большеземельской тундры (Составила М. А. Осада, 1965 г.)

1 — вероятный раздел мио- и эвгеосинклинальных формаций в составе рифейского складчатого фундамента; 2 — разломы фундамента по данным сейсморазведки; 3 — разломы фундамента по данным графразведки; 4 — границы крупных блоков фундамента; 5 — структуры, установленные в осадочном чехле по данным сейсморазведки и бурения. Римскими цифрами обозначены крупные блоки фундамента; I — Печорский; II — Денисовский; III — Большеземельский; IV — Хайпудырский. Арабскими цифрами обозначены структуры осадочного чехла;

1 — Седуягинская; 2 — Западно-Новоборская; 3 — Адарминская; 4 — Хабаринская; 5 — Низевая; 6 — Верхне-Вольминская; 7 — Кипневская; 8 — Давельская; 9 — Южно-Чаркауская; 10 — Чаркауская; 11 — Ангейская; 12 — Нарьян-Марская; 13 — Удачная; 14 — Янгитская; 15 — Дзеля-Терехевейская; 16 — Мутно-Материковая; 17 — Верхне-Лебединская; 18 — Средне-Шапкинская; 19 — Выдшорская; 20 — Северо-Шапкинская; 21 — Шапкинская; 22 — Южно-Шапкинская; 23 — Серчейюская; 24 — Пашшорская; 25 — Грубешорская; 26 — Чечирельская; 27 — Средне-Юрьинская; 28 — Нижне-Плавундская; 29 — Лая-Вожская; 30 — Верхне-Лодминская; 31 — Харьягинская; 32 — Усно-Колвинская; 33 — Северо-Макаринская; 34 — Средне-Макаринская; 35 — Усно-Кушшорская; 36 — Подверьюская

но, свидетельствует, что точнее было бы за северо-восточную границу Восточно-Европейской платформы принимать не Паханческо-Кочмескую или Варандейскую зоны разломов, а целиком Верхне-Колвинский блок второго порядка.

В заключение необходимо отметить, что составленная схема поверхности фундамента территории Большеземельской тундры выявляет ее весьма сложное строение. В пределах этой территории намечился целый ряд как крупных, так и более мелких блоков фундамента, ограниченных системами разломов.

Сопоставление строения осадочной толщи с предполагаемым рельефом поверхности фундамента Большеземельской тундры (рис. 2) позволяет установить очень важную закономерность, а именно — приуроченность структур осадочного чехла к зонам разломов в фундаменте.

Анализ характера расположения нефтяных и газовых месторождений в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (Западно-Тэбукского, Нижне-Вуктыльского, Пашнинского, Северо-Савиноборского и др.) указывает на тесную связь между размещением зон разломов,

с одной стороны, и нефтегазовыми месторождениями — с другой, что подтверждает закономерности, устанавливаемые в других районах СССР. В свете этого выявленные разломы могут иметь практическое значение при установлении общих перспектив нефтегазоносности и составлении прогнозной карты нефтяных и газовых месторождений территории Большеземельской тундры. Поэтому намеченные нами разломы ее фундамента заслуживают дальнейшего детального изучения геолого-геофизическими работами и бурением. В первую очередь представляют интерес Колвинская, Паханческо-Кочмесская и Варандейская зоны разломов, а также разломы юго-западного и северо-восточного ограничения Мишваньского выступа, обособляющегося в пределах Денисовского опущенного блока фундамента.

Литература

- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы в связи с составлением первой международной тектонической карты Европы масштаба 1:2 500 000. Ст. 1. Вестн. МГУ. Сер. геол., № 5, 1961.
- Варсонофьева В. А. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 36, вып. 4, 1961.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 85, 1963.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. «Докл. сов. геол. на XXII сесс. Междунар. геол. конгр. Пробл. 4. Деформация пород и тектоника». Изд-во «Наука», 1964.
- Журавлев В. С. Сравнительная характеристика периклинальных прогибов Уральской окладчатой системы и особенности их современного рельефа (автореферат доклада). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 39, вып. 5, 1964.
- Журавлев В. С. Сравнительный анализ структурного положения, внутреннего строения и перспектив нефтегазоносности Печорской экзогональной впадины. Тр. VI Геол. конференции Коми АССР, т. 1. Коми книжное изд-во, 1965.
- Журавлев В. С., Гафаров Р. А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 128, № 5, 1959.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. Тектоническое положение кислоручейской свиты в составе рифейского складчатого фундамента Тимана. Докл. АН СССР, т. 146, № 5, 1962.
- Залипухин М. И. Новые данные по геотектоническому районированию Тимано-Печорской депрессии (по аэромагнитным данным). Аэромагнитная съемка в СССР. Сб. статей, посвященный 25-летию аэромагнитной съемки в СССР. Госгеолтехиздат, 1963.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. АН, № 1, 1894.
- Клушин И. Г. К оценке глубины залегания кристаллического фундамента по расчетам магнитных и гравитационных аномалий. Прикладная геофизика, вып. 27, 1960.
- Логачев А. А. Использование высших производных магнитного потенциала в магниторазведке. Тр. Ленингр. горного ин-та, т. XXXIX, вып. 2, 1961.
- Миков Б. Д., Ремпель Г. Г., Пятницкий В. К. Использование аэромагнитных данных для изучения рельефа фундамента закрытых территорий. ОНТИ, Всес. ин-т экономики минер. сырья, (а), 1966.
- Матвиевская Н. Д., Журавлев В. С. Печоро-Кожвинский вал. Докл. АН СССР, т. 165, № 4, 1965.
- Разницын В. А. О тектонике Тимана. Тр. Коми фил. АН СССР, № 10, 1960.
- Разницын В. А. Тектоническая карта Коми АССР и сопредельных районов. Тр. ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4, 1963.
- Симоненко Т. Н. Приближенная оценка глубины залегания намагнитненных тел. Материалы по геол. и полезн. ископ. ВСЕГЕИ, ч. 1, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1958.
- Тихонович Н. Н. О структуре Тиманского кряжа. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., вып. 6, 1946.
- Тяпкин К. Ф. Интерпретация гравитационных аномалий, обусловленных конечными по простиранию геологическими объектами. Госгеолтехиздат, 1962.
- Тяпкин К. Ф. Изучение глубинного геологического строения Среднего Приднепровья УКЩ методами гравиразведки и магниторазведки. Автореферат докт. дисс., МГУ, 1964.
- Фотиади Э. Э. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе. Прикл. геофиз., № 12, 1955.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та геофизики, № 4, 1958.

- Цзю З. И. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции. Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР. Изд-во «Недра», 1964.
- Чернов Г. И. Миф о Пыткове Камне. Изв. Всес. геогр. о-ва, № 94, 1962.
- Шатский Н. С. О тектонике Арктики, В кн. «Геология и полезные ископаемые севера СССР» (Тр. первой геол.-разв. конф. Главсевморпути 24—27 апр. 1935 г.), т. 1, Геология. Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Шатский Н. С. К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы. Сов. геология, № 10, 1940.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 1. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1946.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1961.
- Ярош А. Я. Определение глубины до поверхности возмущающих масс по гравитационным и магнитным наблюдениям. Геофизическая разведка, № 11, Госгеолтехиздат, 1963.

Ухтинская геофизическая
контора

Статья поступила
22 февраля 1966 г.

M. A. OSADA

THE STRUCTURE OF THE BASEMENT SURFACE WITHIN THE BOL'SHEZEMEL'SKAYA TUNDRA ACCORDING TO GEOPHYSICAL DATA

Joint interpretation of magnetic and gravity anomalies over the territory of the Bol'shezemel'skaya tundra makes it possible to determine the structure and depth of the basement surface. Within the Bol'shezemel'skaya tundra zones of regional deep-seated faults are distinguished, as follows: Indigo-Tobyashskaya, Pripechorskaya, Kolvinskaya, and Pakhanchesko-Kochmesskaya; and these faults bound Pechorskiy, Denisovski, and Kraipudyrskiy blocks of its basement. The Denisovski and Khaipudyrskiy blocks are downfaulted, the depth of the basement surface within their limits being as much as 6.5—7 km. The Pechorskiy, Denisovski, and Bol'shezemel'skiy blocks appear to be made up of Riphean folded eugeosynclinal formations, while the Khaipudyrskiy block has the Paleozoic basement. It is suggested that the Pakhanchesko-Kochmesskaya fault-zone (the second-order Verkhne-Kolvinskiy block) may serve as the northeastern boundary of the Russian platform within the Bol'shezemel'skaya tundra. The structures of the Bol'shezemel'skaya tundra sedimentary blanket, which are promising for oil and gas, correspond to the basement fault-zones. In the light of this evidence, new areas for further exploration work are discussed.

Ukhta Geophysical Expedition
Ukhta

УДК 551.24(574.1)

И. М. БРОВАР, И. И. ШМАЯС

**ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ ПОДСОЛЕВОГО ЛОЖА
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МЕЖДУРЕЧЬЯ УРАЛА И ВОЛГИ**

Представления о строении подсолевых палеозойских толщ Прикаспийской впадины даны на картах и схемах в работах В. С. Журавлева (1957, 1960), Н. В. Неволина (1958, 1961, 1965), Н. А. Калинина (1954, 1963), М. П. Казакова, М. М. Чарыгина и др. (1953), В. Л. Соколова (1964), В. Л. Соколова и др. (1965), Я. С. Эвентова (1962) и др. Перечисленные исследователи по-разному изображали особенности тектоники подсолевого ложа. Так, на схеме М. П. Казакова и др. (1965) были даны лишь общие контуры обширных пологих поднятий и впадин, причем гипсометрические отметки подсолевого ложа не приводились. На первых структурных схемах В. С. Журавлева и Н. В. Неволина для территории междуречья Урала и Волги были показаны глубины залегания подсолевого ложа, полученные главным образом в результате интерпретации гравитационных и магнитных данных. Тектоника подсолевого палеозоя трактовалась этими исследователями различно: если В. С. Журавлев (1957, 1960) принимал, что по подсолевому ложу в пределах впадины могут быть намечены крупные погруженные и приподнятые зоны (плакантиклиналы), то Н. В. Неволин (1958) считал, что Прикаспийская впадина является плоской, причем лишь к ее бортам подсолевое ложе круто воздымается. На картах Н. А. Калинина, Я. С. Эвентова и В. Л. Соколова были намечены флексуры и уступы, осложняющие общее погружение подсолевого палеозоя к центру синеклизы. Такое разнообразие представлений о строении подсолевого палеозоя определялось состоянием его геолого-геофизической изученности на 1955—1962 годы.

В последние годы на территории Прикаспийской впадины, включая междуречье Волги и Урала, сотрудники ВНИИГеофизики, НВНИИГГ, трестов «Казахстаннефтегеофизика» и «Спецгеофизика» выполнили региональные исследования с целью изучения рельефа поверхности подсолевого ложа и кристаллического фундамента. Эти работы были проведены сейсмическими методами преломленных волн (КМПВ), отраженных волн (МОВ) и электроразведкой методом магнитно-теллурических зондирований (МТЗ). В результате их получены данные, позволившие поновому представить структуру поверхности подсолевых отложений и фундамента.

По XV региональному профилю КМПВ ВНИИГеофизики было установлено существование глыб кристаллического фундамента, ограниченных разломами (Панкратов, Сувилова и др., 1964). На территории междуречья Урал—Волга работами МТЗ было зафиксировано несколько глубинных разломов (зон дробления) кристаллического фундамента и, в частности, глубинный разлом, с которым совпадает долина р. Урала. Этот Уральский региональный разлом разделяет Прикаспийскую впадину на две части: восточную (зауральскую), приподнятую, и западную (междуречье Урал—Волга), опущенную. Амплитуда смещения фундамента по нему достигает 4 км. Приподнятые и погруженные блоки фун-

даменты, разделенные глубинными разломами, обнаружены и к западу от Уральского регионального разлома (Неволин, Касаткин, Кирейчев и др., 1965).

Изучение строения подсолевых отложений проводилось по различной методике. Сейсморазведчики ВНИИГеофизики, ИВНИИГГ и треста Казахстаннефтегеофизика выполняли исследования по непрерывным

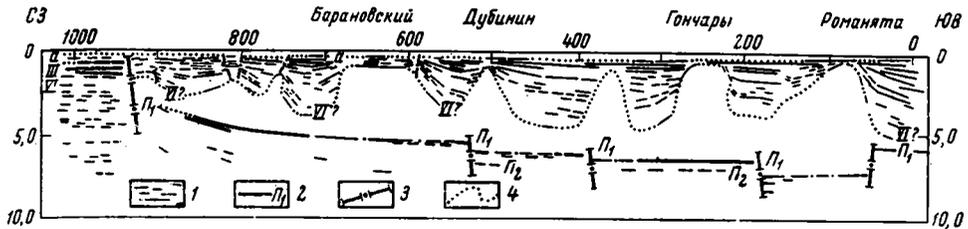


Рис. 1. Участок регионального геофизического профиля II (по Тумиловичу Н. И. и Разумовой Е. М.)

1 — отражающие площадки; 2 — опорные отражающие горизонты; 3 — нарушения в подсолевых отложениях; 4 — предполагаемое положение геологических границ. Опорные отражающие горизонты, отвечающие: Π_1 — подошве ачкагыла, Π_2 — подошве неокома, Π_3 — кровле соли, Π_1 — поверхности подсолевого палеозоя, Π_2 — горизонт в подсолевых отложениях

профилям, освещая тектонику подсолевого комплекса, соленосных отложений кунгура и надсолевого комплекса. В подсолевом комплексе они фиксировали согласно залегающие горизонты Π_1 , Π_2 и Π_3 , стратиграфическая приуроченность которых в пределах описываемой территории бурением не определена. По мнению ряда геофизиков (Баренбойм, 1955; Гиномдан, 1964, и др.), эти горизонты отвечают соответственно поверхности подсолевого палеозоя и внутривпадинным отражающим границам. Наиболее четко прослеживается горизонт Π_1 , по которому можно составить представление о тектонике эйфельско-артинского структурного яруса. При этом максимальная точность определения глубин залегания подсолевых горизонтов получена в сводах соляных куполов и составляет ± 100 — 250 м (Живодеров, Липовецкий и др., 1964).

Сотрудники треста «Спецгеофизика» применяли короткие (4—6 км) профильные зондирования лишь в сводах соляных куполов.

В результате работ ВНИИГеофизики определено, что поверхность подсолевого ложа местами построена достаточно сложно, причем намечается ряд крупных погруженных и приподнятых зон (грабен и горстов), ограниченных разломами значительной протяженности и глубины (Блохин, Тагай и др., 1964).

В северной бортовой зоне Прикаспийской впадины наличие нарушений зон дробления в отложениях подсолевого ложа доказано опытными работами сейсморазведки МОВ (Бутковский, Гиномдан и др., 1965). Характерно, что зоны потери корреляции, отвечающие разломам в подсолевом палеозое, имели простирание, параллельное бортовому уступу впадины. Выявленные к югу от ее бортового уступа три подобные зоны с перепадами глубин до 1000 м составляют систему ступенчатых разломов.

В центральных районах междуречья Урала и Волги по горизонту Π_1 также фиксируются резкие уступы, амплитудой до 1,5—2,0 км. Наличие их свидетельствует о разрывных нарушениях или флексурах, отвечающих мобильным зонам разломов в подсолевом палеозое (рис. 1).

Однако на одной из последних (опубликованных) схем строения подсолевого ложа, составленной сотрудниками ВНИИГеофизики (Неволин, 1965), эти особенности тектоники подсолевого палеозоя не нашли отображения, хотя рельеф подсолевого ложа представляется более сложным, чем на ранее предложенных ими же схемах (Неволин, 1958, 1961). Сотрудники треста «Спецгеофизика» рельеф подсолевого ложа по-прежнему

упрощают и на структурных схемах подсолевого ложа не показывают зоны разломов, отмеченные ими же на отдельных профильных зондированиях (Манилов, Фоменко, 1965). Имеющиеся расхождения в результирующих схемах подсолевого ложа определяются тем, что сотрудники ВНИИ Геофизики по территории междуречья Урал—Волга не в должной мере учли данные исследований треста «Спецгеофизика», а последние при составлении своей карты не воспользовались данными ВНИИ Геофизики и треста «Казахстаннефтегеофизика». При построении обеих названных схем отметки глубин интерполировались, а зоны разломов исключались, хотя указывалось на существование флексуобразных изгибов или разрывов (Неволин, 1965). Не были использованы анализ положения зон повышенных градиентов геофизических полей, которые могут указывать направление разломов, и такие морфологические особенности региона, такие как гидрографическая сеть, косвенно связанная с мобильными ослабленными зонами.

В результате на картах, составленных исследователями ВНИИ Геофизики и Спецгеофизики, преобладает структура подсолевых отложений от тектоники кристаллического фундамента отражения не получила.

Одной из последних по времени опубликования является структурная карта поверхности подсолевого палеозоя, составленная В. Л. Соколовым, Э. А. Буш, Г. Н. Кричевским и др. (1965). Указанная карта отражает блоковую структуру подсолевого палеозоя. Однако в ней не учтены данные, полученные по профильным зондированиям Спецгеофизики, а также по западному участку профиля II и по профилю XI ВНИИ Геофизики. Вследствие этого в северо-западной части междуречья Урала и Волги на этой карте не выделены разломы, параллельные бортовому уступу Прикаспийской впадины. Спорным является и положение отдельных намеченных флексур (разрывов). Так, зона градиентов гравитационного поля в районе соляного массива купола-гиганта Санкебай-Круглый, пересекающая в северо-западном направлении р. Кушум и интерпретируемая как флексура того же простирания в подсолевом палеозое, по нашему мнению, отвечает резко дифференцированному гравитационному полю гигантского соляного массива этого купола, а не уступу в подсолевом ложе.

Совместный анализ данных ВНИИ Геофизики, Казахстаннефтегеофизики и Спецгеофизики позволил нам построить структурную карту поверхности подсолевых отложений для северной части междуречья Урала и Волги (рис. 2). При составлении были учтены фиксируемые на региональных сейсмических профилях разломы, а для определения направления последних привлечены данные других видов геофизических исследований.

Описываемая территория с северо-запада ограничена Волгоградско-Ждановским бортовым уступом Прикаспийской впадины, который прослеживается на всех региональных сейсмических профилях (сброс f_1 на профилях II, XI, III) и сопровождается резкой гравитационной ступенью.

В северной бортовой зоне Прикаспийской впадины исследованиями И. И. Кожевникова (1959), А. Г. Гиномана (1964), а также работами треста «Казахстаннефтегеофизика» установлена система нарушений, по которым подсолевые отложения ступенчато погружаются к югу. Уступы в подсолевых отложениях выявлены в северо-западной части бортовой зоны (сбросы f_2, f_3, f_4 на региональных профилях II, III, XI). На участке профиля II (пикеты 180—40) отмечается узкий грабен с амплитудой 500—700 м. На севере сброс f_4 , фиксируемый на указанных пикетах профиля II, по-видимому, смыкается со сбросом f_5 , который отмечается на профиле XI (пикет 1360). Выделяемый между сбросами f_4 и f_5 грабен назван Джаныбекским. Увеличение глубин залегания горизонта II_1 в границах Джаныбекского грабена также прослеживается по профильным зондированиям Спецгеофизики.

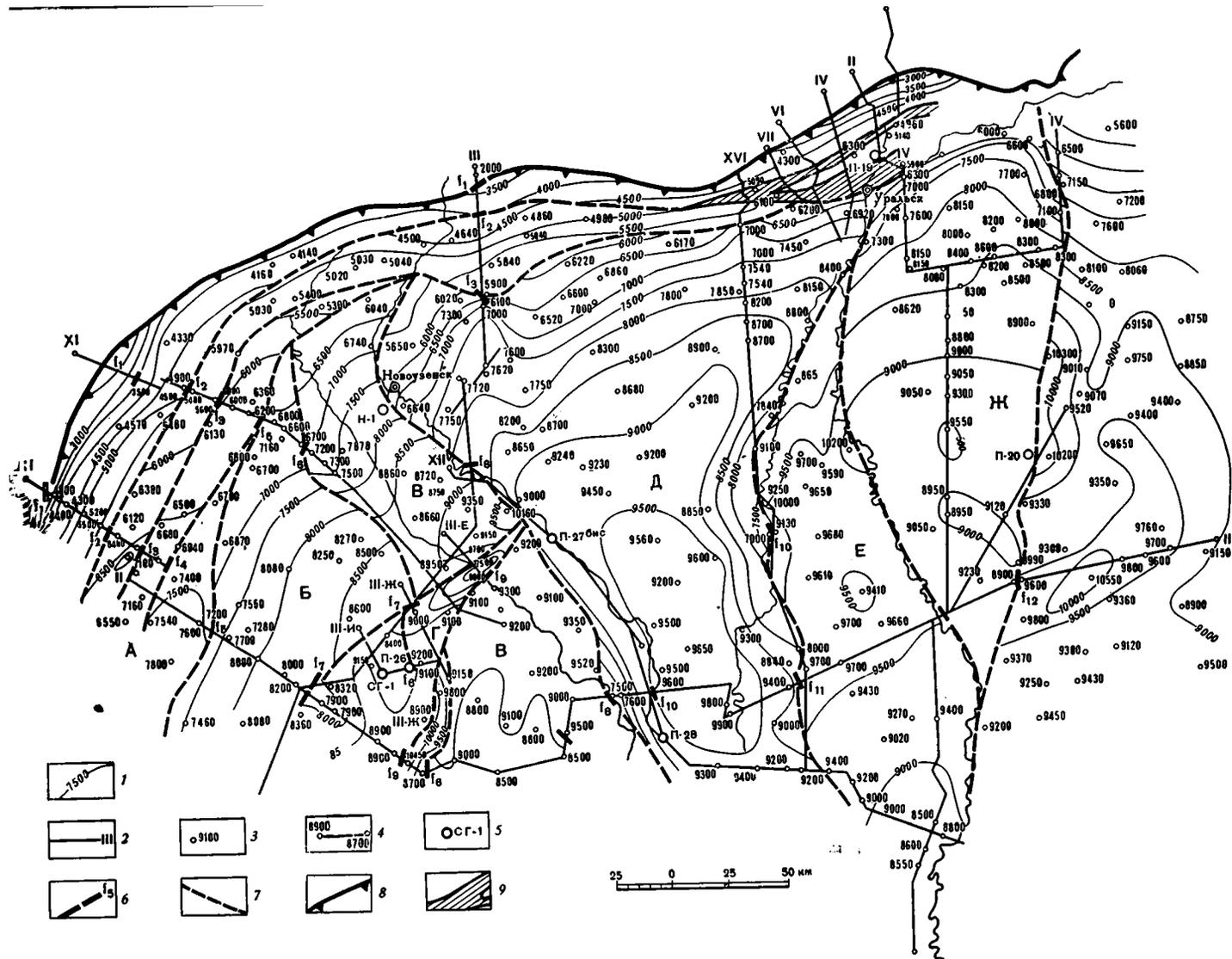


Рис. 2. Структурная карта по поверхности подсолевых отложений (по опорному горизонту П₁) северной части междуручья Урала и Волги. Составил Бровар И. М. по материалам НВНИИГГ, ВНИИГеофизики, трестов Казахстаннефтегеофизики и Спецгеофизика

1 — Изогипсы по опорному горизонту П₁, отождествляемому с поверхностью подсолевых отложений; 2 — региональные сейсмические профили; 3 — отметки залегания горизонта П₁ по данным треста. Спецгеофизика; 4 — отметки залегания горизонта П₁ по данным ВНИИГеофизики, НВНИИГГ и треста Казахстаннефтегеофизики; 5 — глубокие скважины; 6 — нарушения, установленные по данным сейсморазведки; 7 — предполагаемые нарушения; 8 — Волгоградско-Ждановский региональный разлом; 9 — зоны нарушений в подсолевых отложениях. На карте буквами обозначены: А — Джаныбекский блок, Б — Акобский блок, В — Межузенский грабен, Г — Наримановско-Казталовский горст, Д — Фурмановский блок, Е — Урало-Кушумский грабен, К — Челкарский горст.

Примечание: приводимые на карте отметки глубины залегания горизонта П₁ даются в отрицательных значениях.

Юго-восточнее Джаныбекского грабена устанавливается Акобский блок, ограниченный с востока сбросом f_7 (профиль II, пикет 1050). В пределах этого блока подсолевое ложе полого погружается на юго-восток (от — 6360 м на северо-западе до — 9000 м на юго-востоке).

Между сбросами f_6 (профиль XI, пикет 1260; профиль II, пикет 1750, профиль III, пикет 3250), f_8 (профиль III, пикет 4000; профиль II, пикет 2825) и f_9 (профиль III-Ж, пикет 390 и 560; профиль II, пикет 1600) расположен вытянутый в северо-западном направлении грабен, который находится в междуречье Узеней и назван Межузенским. Сбросы f_6 и f_8 , по-видимому, имеют древнее заложение, о чем косвенно свидетельствует их простираание. Именно они, по всей вероятности, продолжают разрывы, ограничивающие рифейский Пачелмский прогиб (Шатский, 1955).

Максимальная глубина залегания горизонта II, в Межузенском грабене составляет — 10450 м в узкой желобообразной полосе между сбросами f_6 и f_9 .

В центральной части Межузенский грабен рассечен клинообразным поднятием, расположенным между нарушениями северо-восточного простираания — f_7 (профиль, пикет 1050; профиль III, пикет 2700; профиль III-Ж, пикет 90; профиль III-Е, пикет 190) и f_9 (профиль III-Е, пикет 240; профиль III-Ж, пикет 390 и 560). Ограниченный этими разломами Наримановско-Казталовский горст выделяется по повышенному залеганию поверхности подсолевых отложений с отметками в 7900 м в районе соляного купола Нариман-Бершарал и — 7500 м в районе соляного купола Казталовка. Повышенное по сравнению с Акобским блоком и Межузенским грабеном залегание горизонта II, отмечается и на профилях РНП в районе оз. Аралсор, где отметки глубин его залегания составляют — 8200—8300 м. Строение Наримановско-Казталовского горста неоднородно. В районе соляных куполов Бершарал и Заречный по профилю РНП фиксируется сброс, по-видимому, являющийся частью сброса древнего заложения f_6 , по которому Наримановское поднятие приподнято по отношению к Казталовскому.

О времени заложения разломов f_7 и f_9 и проявления их тектонической активности из-за отсутствия сведений о характере изменения мощностей подсолевых отложений сказать трудно. Однако северо-восточные простираания этих разломов свидетельствуют, что они имеют более позднее заложение, чем разломы, ограничивающие Межузенский грабен.

По-видимому, Наримановско-Казталовский горст является единой структурой, расчленившей ранее существовавший Межузенский грабен. Следует отметить, что на существование в этом районе глубинного Аралсорского разлома северо-восточного простираания ранее указывал В. С. Журавлев (1960).

Разломы f_8 и f_{10} ограничивают обширный блок подсолевого палеозоя, названный Фурмановским. Положение сброса f_8 фиксируется на профилях II, пикет 2825 и III, пикет 4000. Сброс f_{10} отмечается лишь на зондировании № 314 Спецгеофизики в районе соляного купола Санкебай-Круглый. На профилях II, XVI и XII сброс f_{10} отчетливо не фиксируется, и положение его может быть несколько смещенным относительно намеченного нами. Однако на его несомненное существование указывают значительные перепады глубин на близко расположенных участках (отметка — 7100 м на профиле XVI, пикет 2100 и отметка — 9130 м на зондировании МОВ; — 6800 м на профиле XV и — 9600 м на близлежащем зондировании). По отношению к Межузенскому грабену и расположенному восточнее Урало-Кушумскому грабену Фурмановский блок является приподнятым. Наиболее поднятые участки установлены на его западной и восточной границах, где отметки залегания подсолевого ложа равны — 7600, — 6800, — 7100 и — 7840 м. Это позволяет наметить в его пределах два поднятия Акмайское и Санкебай-Шокейское. В центральной части Фурмановского блока подсолевое ложе погружается до глубины — 9800—9900 м.

Урало-Кушумский грабен, расположенный в междуречье Урала и Кушума, ограниченный сбросом f_{10} и региональным Уральским разломом, является довольно просто построенным прогибом, в северной части которого глубина залегания подсолевых отложений изменяются от —8500 до —10 200 м.

Региональный Уральский разлом субмеридионального простирания, о существовании которого по фундаменту указывалось выше, фиксируется и в отложениях подсолевого палеозоя по профилю II, пикет 4700, а также по профилю МТЗ Алгай-Каратюбе. Амплитуда сброса f_{11} , соответствующего региональному Уральскому разлому, достигает 500 м. Незначительные мощности, а порой и полный размыв неогеновых и палеогеновых отложений к востоку от р. Урал и значительные их мощности к западу свидетельствует о том, что в течение палеогена и неогена восточная часть Прикаспийской впадины оставалась приподнятой, тогда как к западу от Уральского разлома происходило ее дальнейшее погружение.

Сбросы f_{11} и f_{12} ограничивают Челкарский горст. Положение сброса f_{12} фиксируется по профилю II, пикет 5150. Этот сброс можно протрасировать по резко увеличенным глубинам залегания горизонта Π_1 в районе пос. Джамбейты (перепад глубин с —8900—9000 м в зоне Челкарского горста до —10200 м за его пределами). В районе пос. Калмыково сброс f_{12} , по-видимому, смыкается, со сбросом f_{11} .

Заканчивая анализ структурной карты по поверхности подсолевых отложений, необходимо отметить, что направление отдельных разломов до некоторой степени определено условно. К сожалению, из-за все еще недостаточного объема региональных сейсмических работ количество четко фиксируемых сейсморазведкой дислокаций подсолевого ложа пока невелико. Заметим также, что отдельные нарушения, установленные на некоторых сейсмических профилях, не расценивались нами как региональные (например, нарушения на профиле II, пикеты 2500 и 3075). Возможно, что эти нарушения являются разломами внутри намеченных блоков подсолевого ложа.

У нас не возникает сомнений в том, что составленная нами структурная карта по поверхности подсолевых отложений (см. рис. 2) схематична. Однако по совокупности использованных данных она наиболее достоверно отражает рельеф подсолевого ложа северной части междуречья Урала и Волги.

Имеющиеся к настоящему времени данные показывают, что вертикальные подвижки глыб фундамента Прикаспийской впадины определили структуру подсолевых стложений и обусловили возникновение в тектонических активных зонах разломов и флексур. Эти разломы, вдоль которых происходило передвижение отдельных блоков, расчленили подсолевое ложе впадины на систему горстов и грабенов. Характерно, что эти разломы имеют закономерные простирания — северо-восточное и субширотное (параллельные бортовому уступу Прикаспийской впадины) северо-западное (Пачелмское) и субмеридиональное (Уральское).

Движение глыб фундамента по разломам обусловило унаследованное развитие структурных форм не только в отложениях подсолевого палеозоя, но и в надсолевых мезозойских отложениях. Эта закономерность, вуалируемая дисгармоничным кунгурским соленосным комплексом, достаточно четко отмечается на картах мощностей надсолевых отложений. Так, по карте изопахит суммарных мощностей юрских, нижнемеловых и сеноманских отложений, составленной А. Г. Дрейсиным (1965), в общих чертах повторяются поднятия и прогибы, соответствующие намеченным нами горстам и грабенам подсолевого ложа. Черты унаследованности можно выявить и на карте мощностей меловых отложений, составленной Н. А. Калининым (1963).

Таким образом, распределение мощностей различных стратиграфических комплексов осадочного чехла вплоть до конца мезозоя показывает, что в формировании структур второго порядка, осложняющих Прикаспийскую впадину, ведущую роль играли перемещения крупных блоков фундамента по системам разломов. Выделение структур второго порядка (горстов и грабен) в подсоловом палеозое и определение положения ограничивающих их мобильных зон позволит более обоснованно подойти к выявлению районов возможного нефтегазоаккумуляции на территории междуречья Урала и Волги.

Литература

- Баренбойм М. И. Схема строения поверхности подсолового ложа юго-восточной части Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР. Нов. сер., т. 101, № 1, 1965.
- Блохин П. А., Тагай Е. Д. и др. Результаты геофизических работ в зоне северо-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Тр. Нижне-Волжского института геологии и геофизики, вып. 2, 1964.
- Борисов А. А. О некоторой особенности глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза. Советская геология, № 1, 1962.
- Бутковский Ю. М., Гинодман А. Г., Кожевников И. И. Новые данные о строении северной бортовой зоны Прикаспийской впадины в районе г. Уральска. Тр. треста Союзбургаз, вып. 5. Изд-во «Недра», 1965.
- Гинодман А. Г. Сейсморазведка по картированию подсолового ложа в районе г. Уральска. Тр. Нижне-Волжского института геологии и геофизики, вып. 2, 1964.
- Дрейсин Н. Г. Перспективы нефтегазоносности юрских и нижнемеловых отложений центральной и северной частей Урало-Волжского междуречья. Тр. треста Союзбургаз, вып. 5, Изд-во «Недра», 1965.
- Живодеров А. Б., Липовецкий И. А., Матвеев В. Д., Невалин Н. В. Новые данные о геологическом строении подсоловых отложений Прикаспийской впадины. Прикладная геофизика, вып. 39, 1964.
- Журавлев В. С. О тектонической природе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии, т. 32, вып. 3, 1957.
- Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 42. Изд-во АН СССР, 1960.
- Казakov М. П., Чарыгин М. М. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. Гостоптехиздат, 1968.
- Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы. Нефтяное хозяйство, № 10, 1954.
- Калинин Н. А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана. Тр. ВНИГРИ, вып. 213. Гостоптехиздат, 1963.
- Кожевников И. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности северной части территории Северо-Каспийского прогиба. Геология нефти и газа, № 1, 1959.
- Манилов С. А., Фоменко К. Е. Строение подсолового ложа Прикаспийской впадины по данным региональных геофизических исследований. Тр. Нижне-Волжского института геологии и геофизики, вып. 3, 1965.
- Невалин Н. В. Тектоника Прикаспийской впадины. Геология нефти, № 9, 1958.
- Невалин Н. В. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. Гостоптехиздат, 1961.
- Невалин Н. В. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. Изд-во «Недра», 1965.
- Невалин Н. В., Касаткин Д. П., Кирейчев В. Д. и др. Строение современного рельефа поверхности фундамента Русской платформы. Советская геология, № 2, 1965.
- Панкратов А. П., Сувилова А. В., Фирсова Д. Б. Глубинное строение Северо-Каспийской синеклизы и структура зоны Хобдинского максимума. В кн. «Вопросы оравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Соколов В. Л. Погребенные тектонические планы юго-востока Русской платформы. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Соколов В. Л., Буш Э. А., Кричевский Г. Н. и др. О структуре подсолового палеозоя Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 162, № 6, 1965.

Эвентов Я. С. История формирования и особенности тектоники западной части Прикаспийской впадины в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. В кн. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья», Гостоптехиздат, 1962.
Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 30, № 5, 1955.

Казахский политехнический институт
г. Алма-Ата

Статья поступила
1 октября 1965 г.

I. M. BROVAR and I. I. SHMAÏS

**ON THE SUBSURFACE STRUCTURE OF NORTHERN INTERFLUVE OF THE URAL
AND VOLGA RIVERS**

Geological and geophysical works conducted within northern interfluve of the Ural and Volga Rivers permit a new idea on the structure of the basement and rocks underlying salt-bearing formations to be advanced. A generalized structural map of the basement is given, the former clearly showing a block structure of the latter. Structural diagrams and maps with contours, drawn over the surface of rocks underlying the salt-bearing formations, are discussed. From an analysis and correlation of results of seismological studies the authors have compiled a structural map of the surface of sediments underlying salt-bearing formations within northern interfluve of the Ural and Volga Rivers. It indicates that these sediments are of a block structure related to the tectonic movements in the basement.

Kazakh Polytechnical Institute
Alma-Ata

УДК 551.240(571.64)

С. Д. ГАЛЬЦЕВ-БЕЗЮК

К ВОПРОСУ О ТИПАХ И ФАЗАХ КАЙНОЗОЙСКОЙ
СКЛАДЧАТОСТИ НА САХАЛИНЕ

Одни исследователи Сахалина выделяют в кайнозое только геосинклинальную (полную, по В. В. Белоусову) складчатость (Скорород, 1941; Смехов, 1953), которая, по мнению В. В. Онихимовского (1960), является «классической геосинклинальной складчатостью»; другие — промежуточную (Гальцев-Безюк и др.); третьи — все три типа: геосинклинальную, промежуточную и платформенную (Соловьев, 1958 и др.).

Критериями для выделения в кайнозое Сахалина различных типов складчатости, а отсюда и районов геосинклинального или других типов развития, геологам послужили классификация типов складчатости, предложенная В. В. Белоусовым (1954, 1962). Последний для геосинклинального (полного) типа складчатости установил следующие характерные признаки: 1) непрерывность развития структур; 2) одинаковое развитие антиклиналей и синклиналей; 3) линейность; 4) горизонтальная ориентировка движения масс, появляющаяся в закономерном и одинаковом на большей площади наклоном осевых поверхностей структур.

Рассмотрим эти критерии применительно к складчатости Сахалина.

1. Непрерывность развития структур наблюдается на всей площади Сахалина, в том числе и в его северо-западной части, которую ряд геологов считают платформой.

2. Критерий одинакового развития антиклиналей и синклиналей не соответствует сахалинским структурам, на что указывали Н. Д. Цитенко, А. А. Капица и другие, отмечавшие, что, как правило, узкие антиклинали в третичных отложениях чередуются с широкими пологими синклиналями. Во всех районах Сахалина, относимых как к геосинклинальным, так и к платформенным участкам, встречаются куполовидные (Мало-Сабинская, Красногорская и др.), сундучные (Эхабинская, Замысловатинская и др.), гребневидные (Сергеевская, Крестьяновская и др.) брахиантиклинали как симметричные (Лопатинская), так и асимметричные (Гиляко-Абунанская и др.); структурные носы (Новосибирская), линейные складки и т. д. Некоторые структуры усложняются с глубиной, а некоторые, наоборот, с глубиной выполаживаются и исчезают (Мало-Волчинская на глубине около 1000 м).

3. Линейность, как указывает сам В. В. Белоусов (1954, 1962), характерна не только для полной, но и для промежуточной складчатости.

4. Вопрос о горизонтальной ориентировке движения горных масс на Сахалине является наиболее спорным. Геологи, придающие основное значение при складкообразовании тангенциальным движениям, не приходят к единому выводу. А. Н. Криштофович (1932), И. Б. Плешаков (1938, 1956), Е. М. Смехов (1953) считают характерным для кайнозойских структур Сахалина резко выраженное движение масс с запада на восток. Л. Б. Кривицкий, А. П. Милашин, В. Я. Посыльный, кроме того, доказывали и наличие движений масс с востока на запад. А. А. Капица

(1963) утверждает, что в западной части Сахалина движение масс было направлено с запада на восток, а в восточной — с востока на запад.

А. П. Милашин (1959) на основании подсчета антиклинальных структур с различным направлением наклона крыльев пришел к выводу, что на Сахалине отсутствуют единые, определенно направленные тектонические напряжения. Этому мнения придерживается С. Н. Алексейчик с соавторами (1963), придерживаемся и мы на основании имеющихся в нашем распоряжении данных, на которых мы остановимся несколько ниже.

Как видно из изложенного, перечисленные критерии не дают возможности относить кайнозойскую складчатость Сахалина к геосинклинальной или платформенной, так как мы находим в ней ряд черт, присущих обоим.

Не является характерной для геосинклинальной складчатости и конседиментационная складчатость, отмеченная рядом исследователей как на Северном, так и на Южном Сахалине (Гальцев-Безюк, Грошев, Евдокимова, Соломатина, Полунин, Сальников и др.). В то же время В. В. Белоусов писал: «в настоящее время не известно ни одного достоверного случая, когда в заведомо полной складчатости имеют место указанные изменения мощностей, свидетельствующих о медленности складкообразования» (1954).

Все сказанное выше сближает складчатость Сахалина с промежуточным типом, на что указывал С. Н. Алексейчик (1954, 1959, 1963).

Отрицание многопричинности образования тектонических структур и недооценка роли колебательных движений в этом процессе приводили и приводят многих исследователей Сахалина к выделению многочисленных как региональных, так и локальных кайнозойских фаз складчатости (до девяти, по А. А. Капице и др.), приуроченных к узким возрастным интервалам и различных по интенсивности в разных районах.

Н. П. Будников, И. А. Голубков принимают другую крайнюю точку зрения, считая, что не только третичные, но и более древние отложения были смяты в одну фазу складчатости, а именно сахалинскую, между плиоценом и постплиоценом.

А. А. Капица, И. Б. Плешаков (1938) за сравнительно небольшой отрезок геологического времени (верхи верхнего миоцена — постплиоцен) выделяют четыре региональных фазы складчатости, охватывавших не только Сахалин, но и Камчатку и другие регионы Дальнего Востока.

В ряде случаев фазы складчатости выделяются на весьма шатких основаниях. Так, И. Б. Плешаков (1938) выделяет региональную татарскую фазу складчатости на Камчатке на основании углового несогласия, а на Сахалине — на основании наличия в низах поморской свиты конгломератов. Он же указывает, что «развитие конгломератов в основании уранайской свиты, вероятно, обусловлено отражением здесь (юго-восток Сахалина. — С. Г.) алеутской фазы складчатости, проявившейся на Западном Сахалине и Камчатке». И. Б. Плешаков выделяет и постплиоценовую охотскую фазу складчатости, фиксированную в местах дислоцированных постплиоценовых отложениях (изгибы до 5° слоев «немтемской» свиты на Камчатке и сбросы в лавовых покровах). Он распространяет ее на Камчатку и Сахалин.

Л. М. Саяпина, А. А. Капица (1960, 1963) выделяют орловскую фазу складчатости (приравнивая ее к охотской фазе, по И. Б. Плешакову) только на основании несогласного залегания на маруямской свите орловских базальтов, что, по нашему мнению, не может служить достаточным обоснованием ее существования.

Б. М. Штемпель выделяет фазу складчатости между палеогеном и неогеном на основании локального углового несогласия, наблюдавшегося им в районе Мгачи, несмотря на то, что в большинстве районов на западном побережье Сахалина это несогласие не отмечается. Эта же

фаза, по И. Б. Плешакову, является наиболее значительной для всей территории северо-западной части Тихого океана.

Многими исследователями (А. А. Капица, И. И. Ратновский и др.) выделяется предверхнедуйская фаза складчатости на основании несогласного залегания верхнедуйской свиты на палеозойских, меловых, а местами и на лежащих ниже третичных образованиях. Фактический же материал показывает, что на западном побережье Сахалина верхнедуйская свита залегает на непосредственно предшествующих ей по возрасту отложениях, исключая только район Мгачи и Владимирско-Александровского грабена (Киркинская, Смахов, 1953; Алексейчик и др., 1963). На Тонино-Анивском полуострове и в центральной части Западно-Сахалинских гор на Среднем Сахалине верхнедуйская свита залегает с размывом на меловых и палеозойских отложениях в грабенсинклинальных структурах. В Тымь-Поронайской депрессии она ложится с размывом на палеозойские отложения. Распределение стратиграфических перерывов привело Л. Ф. Ажгиревича, Б. А. Сальникова и других к мнению, что они связаны с унаследованными поднятиями в восточной части острова и по оси Западно-Сахалинского антиклинория, но не с фазой складчатости.

Как видно из всего изложенного выше, веские основания для выделения перечисленных фаз складчатости, тем более распространяемых на весь северо-запад Тихоокеанского региона, отсутствуют, так как региональные угловые несогласия между свитами кайнозойского разреза на Сахалине не устанавливаются.

Местные же угловые несогласия могли быть вызваны поднятием блоков или сводов структур выше уровня моря, размывом и последующим опусканием с накоплением осадков. По В. Е. Хаину (1950), подъем некоторых антиклиналей Апшеронского полуострова за 500 000 лет составил более 500 м (1 мм в год). Учитывая ширину складок, следует заключить, что эти движения могли образовать угловое несогласие в 10° за срок, сравнимый со средней продолжительностью и орогенической фазы.

Ряд авторов, выделяя фазы складчатости в третичное время на Сахалине, неоднократно упоминает о перестройке (в ряде случаев коренной) структурного плана.

Так, например, по А. П. Милашину, перестройка структурного плана на границе палеогена и неогена выразилась в образовании Западно-Сахалинского и Крильонского антиклинориев, Тымь-Поронайского и Сусунайского синклинориев, а Шмидтовский антиклинорий в это время преобразовался в Западный и Восточный антиклинории с Центральным синклинорием между ними. Нужно отметить, что палеоген на полуострове Шмидта, в Сусунайской и Поронайской депрессиях отсутствует (Ратновский, 1960) и поэтому выводы А. П. Милашина об образовании синклинориев и образовании Шмидтовского антиклинория не имеют под собой оснований, тем более, что формирование Поронайской и Сусунайской депрессии, как синклинориев, происходило длительное время, а не было приурочено к возрастной границе палеоген—неоген.

Д. Ф. Русаков, говоря о перестройке структурного плана в пределах Тымь-Поронайской депрессии в предверхнедуйскую и преднутовскую фазы складчатости, указывает, что в первом случае наметились и обособились Туаланское, Палевское и некоторые другие поднятия, а во втором формировались Чубатинская, Усковская и некоторые другие локальные антиклинальные структуры.

Прежде всего перестройка структурного плана, которой обычно сопутствует угловое и часто азимутальное несогласия, означает изменение расположения основных структурных единиц — прогибов и поднятий (частная инверсия) и резкое изменение простираения основных структурных элементов и т. д. На Сахалине же в течение всего кайнозоя Западная зона развивалась в интрагеосинклинальных условиях, а Восточная — в интрагеоантиклинальных. Области наибольшего накопления осадков

(овалы погружения) сохранялись в одних и тех же районах. Отсутствие региональных угловых и азимутальных несогласий не позволяет в третичном разрезе Западного побережья выделить структурные ярусы.

По нашему мнению, в третичное время развитие Сахалина шло унаследованно от этапа к этапу. Но унаследованность — не есть повторение, и поэтому каждый новый этап вносил свои изменения в структурный план, не перестраивая его коренным образом, как это думают некоторые исследователи. Эти изменения выражались в появлении ряда новых локальных прогибов и поднятий, появлении разрывов и развитии связанных с ними процессов магматизма и т. д. Подобные изменения структурного плана не обязательно должны быть вызваны региональными фазами складчатости.

Необходимо специально остановиться на роли в создании современного структурного плана острова сахалинской фазы складчатости (плиоцен—постплиоцен). Наличие этой фазы считается почти всеми исследователями Сахалина неоспоримым фактом на основании повсеместного резкого углового несогласия между смятыми в складки плиоценовыми и горизонтально залегающими четвертичными отложениями. Многие геологи считают эту фазу «наиболее интенсивной», «грандиозной» (Плешаков, 1938; Смахов, Дьякова, 1940), охватившей не только территорию Сахалина, но и соседние регионы Дальнего Востока, создавшей современный структурный план и смявшей не только третичные отложения, но и усложнившей ранее созданные структуры, завуалировавшей складчатые и разрывные дислокации прежних эпох так, что их часто невозможно распознать (Саяпина, Капица, Будников, Посыльный, Русаков и др.).

Роль сахалинской фазы складчатости в формировании современного структурного плана и в усложнении ранее созданных структур явно преувеличена, так как основные структурные формы (Западно-Сахалинский, и Восточно-Сахалинский антиклинории, Тымь-Поронайская и Сусунайская депрессии) были созданы задолго до плиоцена, так же как и основные крупные разломы, т. е. структурный план третичного времени не претерпел в сахалинскую фазу существенных изменений. Отражение в рельефе как основных, так и локальных структур также говорит о их унаследованном развитии.

Наличие на ряде участков слабодислоцированных третичных отложений обычно принято объяснять различной степенью интенсивности сахалинской фазы складчатости. Но в этом случае мы не имеем права называть фазу региональной, тем более, что степень ее интенсивности меняется на небольшом расстоянии. Так, палеоген северной части о. Кюсю слабо складчат, а в южной части — интенсивно, вплоть до изоклинальной складчатости. Неогеновые отложения в районе моря Сето-Найкай слабо затронуты складчатостью, а несколько севернее (префектура Симане) они интенсивно дислоцированы. Палеоген и неоген в западной части Хоккайдо интенсивно дислоцированы, а в пределах восточной части образуют пологие складки.

На Курильских островах плиоценовые отложения слабо затронуты складчатостью, а иногда залегают даже горизонтально (Рудич, 1962).

Н. Н. Тихонович и П. И. Полевой (1915) в связи с почти горизонтальным залеганием слоев нутовской свиты на ряде участков Северного Сахалина и пологими складками в поле ее развития, относили ее по возрасту к постплиоцену.

По данным Ю. М. Ковтуновича, отложения нутовской свиты на юго-востоке Северного Сахалина залегают весьма полого ($7-8^\circ$) и только у мыса Сигнального, вблизи разлома, углы падения увеличиваются до 15° .

Некоторые исследователи указывают, что отложения маруямской свиты в Сусунайской депрессии, хотя и обладают значительной мощ-

ностью, дислоцированы слабо — наклонены под углом 3—5° в сторону депрессии и лишь местами вблизи разломов углы падения достигают 25—40°. Аналогичные данные приводят Л. А. Трепалина и другие по Тонно-Анивскому полуострову, где маруямская свита выполняет грабен-синклинали с пологими углами падения 5—10°. В Тымь-Поронайской депрессии на Боюклинском максимуме силы тяжести, по данным бурения, нуттовская свита залегает полого под углами (по керну) 5—10°. Аналогичные данные по Тымь-Поронайской депрессии приводит и Ю. Н. Тарасевич.

Сахалинская фаза выделяется на основании углового несогласия между плиоценовыми и постплиоценовыми отложениями. Но в ряде случаев как на Сахалине, так и на Камчатке и в Японии это угловое несогласие не наблюдается и четвертичные отложения залегают на третичных согласно. Так, по данным А. Д. Кочетковой (Двали, 1961) на северо-востоке Пенжинской губы выделяется континентальная толща верхнеплиоценового-плейстоценового возраста (аналог эрмановской свиты). На западном побережье Камчатки эрмановская толща (верхний плиоцен — плейстоцен) согласно, с постепенным переходом, перекрывает кавранскую толщу (верхний миоцен — плиоцен) и составляет с ней единый цикл осадконакопления. На основании этого Е. М. Смехов и Б. Ф. Дьяков (1940) считали, что сахалинскую фазу на Камчатке нельзя приурочивать к узкому возрастному интервалу плиоцен — постплиоцен.

В Японии четвертичные отложения, охарактеризованные как морской фауной, так и фауной млекопитающих, в ряде случаев (восточнее и южнее г. Тиба, около г. Осака, в префектуре Нагоя и др.) залегают согласно на плиоценовых отложениях (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961).

На южном Сахалине, в районе оз. Райтиси (Айнское). У. Кунио при проведении геологической съемки выше по разрезу маруямской свиты (верхний миоцен — плиоцен) выделял свиту тинцай, отличную по литологии от маруямской, сложенную рыхлыми песчаными породами с редкими окаменелостями и залегающую почти горизонтально. В 1953 г. мы, не имея фаунистических данных для выделения этой свиты или отнесения ее к маруямской и не имея возможности отличить по литологии от четвертичных отложений, отнесли ее к последним.

Ю. П. Тарасевич указывает, что в ряде пунктов Южного Сахалина наблюдается «...довольно пологое ее (маруямской свиты. — С. Г.) залегание и даже постепенный переход к отложениям четвертичного возраста».

На трудность и условность проведения границы между плиоценовыми и четвертичными отложениями на Сахалине неоднократно указывали в своих работах Е. М. Рудич и С. И. Скиба (1959), Е. М. Рудич (1962), В. С. Соловьев (1961) и др.

Мы разделяем точку зрения Е. М. Рудича (1962), который считает, что «по характеру тектонического развития, направленности и темпу колебательных движений, их распределению по площади, по размещению зон денудации и осадконакоплению, преобладающему типу накопления, литологическому составу пород и, наконец, вулканизму плиоцен и четвертичный период представляют единую эпоху».

В депрессиях осадконакопление продолжалось без перерыва с плиоцена по четвертичный период включительно, что говорит об унаследованных нисходящих движениях. Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы испытывали сводовое поднятие. Вот поэтому угловые несогласия между плиоценовыми и четвертичными отложениями фиксируются обычно по морским берегам Сахалина и низовьям речных долин.

Из изложенного видно, что выделение региональной сахалинской фазы на основании углового несогласия между плиоценом и постплиоценом мало обосновано, тем более, что граница между ними проводится услов-

но, а утверждение о несогласном залегании четвертичных отложений на плиоценовых не всегда соответствует действительности.

Понятие «фаза складчатости» стало расплывчатым не только в представлении сахалинских геологов и уже не отвечает своему первоначальному смыслу.

По А. В. Долицкому и др. (1963) фазой складчатости называется «...кратковременный период поднятия и складчатости, охватывающих геосинклинальную область и заканчивающийся (заключительная фаза) превращением ее в систему складчатых сооружений. Фазы складчатости в разных геосинклиналиях одной геосинклинальной области, хотя и с некоторыми отклонениями во времени и интенсивности, наступают почти одновременно. Они определяют рубежи структурных этажей, отражающих этапы развития геосинклиналей». Такое понятие фазы исключает складчатые движения во временном межфазовом промежутке.

В. Е. Хаин (1950) считает, что «...так называемые «орогенические фазы» или «фазы складчатости» представляют на самом деле просто фазы повышенной тектонической активности, проявляющиеся в самых разнообразных формах — в увеличении скорости вертикальных (колебательных) движений, в ускоренном росте прерывистых складок, в интенсивном развитии линейных складок, в усиленном разрывообразовании, во внедрении интрузий, в особенно сильных и многочисленных землетрясениях», в общем — скачку в развитии структуры. По мнению В. Е. Хаина, эти фазы лучше называть просто тектоническими фазами, учитывая, что тектонические движения всех типов продолжаются и вне фаз, но в замедленном темпе. Интенсивная складчатость «...в каждый отдельный момент геологического времени проявляется лишь в пределах относительно узких полос, располагающихся на границе областей поднятий и погружения и концентрически охватывающих зону поднятия».

В 1937 г. Н. С. Шатский писал, «...время усиленного складкообразования представляет собой лишь время убыстрения процесса, а не является каким-либо особым моментом складчатости, связанным с движением, отличными по своей природе от движений в периоды умеренного роста складок». Резкое изменение структурного плана в период усиления тектонической активности является результатом не эпизодического повышения активности, а постепенного накопления изменений и усложнения деформаций. Отсюда длительность фазы состоит в том, что она соизмерима со стратиграфической шкалой, а не приурочена к узкому возрастному интервалу.

С. Н. Бубнов (1958) считал, что «фаза — сумма активных эпизодов в истории Земли на фоне непрерывно действующих движений» и что «...тектоническая фаза Г. Штилле — не единичный толчок, а сумма следующих сравнительно быстро друг за другом толчков, которые можно уподобить отдельным землетрясениям». Длительность фазы, по С. Н. Бубнову, свыше миллиона лет.

В последнее время В. В. Белоусов (1962) пришел к выводу, что фазы складчатости настолько тесно связаны с поднятиями, что сплошь и рядом наблюдается замена первых вторыми. Прерывистая и промежуточная складчатость образуются в предварительные и заключительные фазы, а полная проявляется только в главную фазу в центральном поднятии и тесно связана с инверсией. Ограниченное развитие полной складчатости говорит, по мнению В. В. Белоусова, против идеи о сжатии слоев внешними горизонтальными силами.

Г. Д. Ажгирей (1960) в фазе складчатости выделяет конседиментационный этап, протекающий на фоне погружения и орогенический, протекающий на фоне поднятия.

Таким образом, мы видим, что первоначальное поднятие фазы складчатости как кратковременного периода интенсивных тангенциальных складчатых движений, после которого наступает длительный период от-

носителем тектонического покоя с господством колебательных (эпейрогенических) движений, утратилось, а в связи с этим, нам кажется, лучше пользоваться предложенным В. Е. Хаиным термином «тектоническая фаза».

Некоторые сахалинские геологи выделяют в фазе складчатости конседиментационный и орогенический этапы, примиряя таким образом крайние точки зрения.

Так, по Л. Н. Соломатиной, под фазой складчатости следует понимать весь цикл развития структур от начала конседиментационного этапа, связанного с погружением бассейна, до орогенического, связанного с поднятием, превращающим регион в область размыва. В конседиментационный этап складки формируются в условиях прогибания при постоянном тангенциальном сжатии и геостатическом давлении. Начало нового цикла осадконакопления приравнивается Л. Н. Соломатиной к началу новой фазы складчатости.

Д. Ф. Русаков (1936) считает, что проявление фазы складчатости различно по площади и характеру, а поэтому выделяет региональные и местные фазы, а среди них конседиментационные и орогенические.

Несмотря на вынужденное признание конседиментационной складчатости на Сахалине, допускаемой, правда, в очень скромных масштабах, сторонники орогенических фаз все же продолжают приписывать последним основную роль в складкообразовании и по-прежнему придают исключительное значение сахалинской фазе, пренебрегая имеющимся фактическим материалом.

Д. Ф. Русаков, признавая в общем возможность роста складок в процессе осадконакопления, видит в этом всего лишь образование прогибов и поднятий, служащих как бы «полуфабрикатом» для образования «настоящих» складок позднее в фазу складчатости.

Различная интенсивность и тип складчатости определяется различной геологической историей тех или иных районов, т. е. характером проявления колебательных движений. Ряд примеров, подтверждающих нашу точку зрения, мы приводили выше. Поэтому нам кажется не совсем правильным мнение И. И. Ратновского (1963) о том, что «Сахалин — это небольшой регион, и, несомненно, все основные движения земной коры, происходившие в третичное время, проявились более или менее одновременно на всей его территории».

Против основной роли в складкообразовании тангенциальных движений говорит широко развитая унаследованность развития, выраженная в совпадении простираний меловых и третичных структур, длительном развитии разломов, унаследовании как морфологии структур, так и структурного плана и выражении структур в рельефе. Третичные тектонические движения, как правильно указывал А. В. Соловьев, не внесли существенных изменений в верхнемеловой структурный план.

Мы согласны с Б. А. Петрушевским (1964), который считает, что «Подобный процесс (унаследованность.— С. Г.) мог иметь место только при господстве вертикальных движений, посредством которых тектонические тенденции нижних горизонтов передавались в верхние горизонты и что ...представления об унаследованности тектонического развития структур земной коры несовместимы с представлениями о значительных горизонтальных смещениях».

С. Н. Алексейчик (1961) совершенно справедливо придавал большое значение складчато-глыбовому строению Сахалина, рассматривая глыбовые движения как одну из основных и общих закономерностей всего процесса складкообразования. Но, указывая на значительную роль разрывов в процессе образования складок на Сахалине, С. Н. Алексейчик допускает, по нашему мнению, ошибку, считая, что появление разрывов связано с фазами складчатости, а затем только разрывы уже непосредственно сами влияют на образование складок. Более правильным является точка зрения В. Е. Хаина, что «...мнение о том, что разрывы об-

разуются лишь в течение «орогенических фаз» должно быть теперь совершенно оставлено». Крупные разрывы по отношению к структурам всегда являются первичными, а мелкие могут быть вторичными, возникая при формировании складки.

Тесно связанные между собой разрывные и складчатые движения должны рассматриваться совместно. Тангенциальные движения являются производными от вертикальных движений — в зоне между двумя поднятиями, при длительном погружении даже небольшого участка земной коры с последующим поднятием и т. д.

Под «толчками», из суммы которых состоит тектоническая фаза, мы понимаем подвижки, аналогичные происходящим в наше время землетрясениям. Последние, как принято считать, вызываются внезапным смещением горных масс под влиянием сил упругости. С землетрясениями связаны различные типы движений, образующие как разрывные, так и пликвативные дислокации. Приведем некоторые примеры.

При землетрясении 10.III.1933 г. на Лонгбичской антиклинали в Калифорнии произошло поднятие свода на 15 см.

Восточнее района Коти, в Японии, после землетрясения 1654 г. произошло погружение района под уровень моря. После землетрясения 1707 г. этот район поднялся на 1—2 м, и после землетрясения 1854 г. — еще на 1 м. Таким образом, в этом районе, как и на полуострове Кири и в других районах проявляются неравномерные колебательные движения, в данном случае с периодом около 100 лет (Кобаяси, 1957).

Сброс Неодани в перфектуре Мино в Японии, возникший после землетрясения 20.X.1891 г., представляет собой прямолинейную трещину с горизонтальным смещением 4 м и вертикальным — 6 м. Этот сброс был прослежен на 40 миль (Неймайр, 1902; Кобаяси, 1957).

Подвижки с максимальными изменениями глубин до 250 м произошли в заливе Сагами после землетрясения 1923 г.

Во время землетрясения 9.VII.1905 г. и 23.VII.1905 г. (Хангайское) в Горном Алтае образовались разломы с общей протяженностью до 500 км, а при землетрясении 4.XII.1957 в Гобийском Алтае у северного подножия хребтов Ихэ-Богдо и Бага-Богдо ожил древний широтный разлом протяженностью до 270 км. На южном склоне г. Бахар-Ула образовался грабен шириной до 800 м. У южного подножия хребтов образовалась фрагментарная зона разломов протяженностью до 100 км. Высота подъема между разломами достигала 12 м (Землетрясения СССР, 1961). На одной из структур во время этого землетрясения амплитуда вертикальных движений по сбросу достигала 328 м (Солоненко, Тресков, Флоренсов, 1961).

Обычно подвижки при землетрясениях имеют небольшие амплитуды, но иногда, как мы видим, они могут достигать и весьма значительных величин. Если подобные толчки будут продолжаться в течение длительного времени, исчисляемого миллионами лет, то они вполне могут сформировать структуры, соизмеримые с теми, которые, как предполагают, формируются при фазах складчатости.

Исходя из принципа актуализма, а также учитывая наличие кластических даек в меловых, третичных (Тихонович, 1914; Алексейчик, 1952; Ковальчук, 1961; Ратновский, 1963) и даже в изверженных породах, мы можем считать, что в меловое и третичное время происходили землетрясения, а, следовательно, образование разрывов и пликвативных структур, а также подвижки по ранее заложенным разломам.

Подобные толчки были выражены на территории региона в разных районах с различной интенсивностью, хотя периоды усиления тектонических движений захватывали часто большие районы, где наблюдались или активные движения по разрывам с различной скоростью и амплитудой, с различным наклоном блоков (Восточно-Сахалинские горы, Сусунайский хребет, Тонино-Анивский полуостров) или сравнительно интен-

зивный рост складок (северо-восточное побережье). Этим и объясняется «мозаичность» тектонических движений, когда поднятия на коротких расстояниях сменяются опусканиями, и спокойные в тектоническом отношении участки сменяются интенсивно складчатыми, что указывает на местные силы, изменяющиеся от участка к участку.

В непрерывно-прерывистом процессе складчатости кроме отдельных скачков принимали участие и медленно протекавшие колебательные движения — другая форма проявления эндогенных сил. Примером могут служить положительные движения между землетрясениями, проявившиеся на полуострове Идзу в Японии, когда в период с декабря 1932 г. по июль 1933 г. территория поднялась на 12 см.

Нам кажется, что никак нельзя объяснить различную дислоцированность отложений отдельных, иногда небольших, районов Сахалина локальными фазами складчатости или различной степенью их интенсивности, как это делают А. А. Капица, Д. Ф. Русаков, В. И. Федорченко (1961) и др.

Многочисленные факты убедительно свидетельствуют о роли блоковых подвижек в образовании складчатых структур на Сахалине, а также в Японии. Зоны усиления складчатых деформаций, как правило, связаны с разломами глубокого заложения, а отдельные складки — с более мелкими разломами.

Некоторыми исследователями Сахалина отрицается роль оживления подвижек по древним разломам в складкообразовании. Так, Д. Ф. Русаков (1963) указывает, что «...большая, а возможно, подавляющая их (древних разломов. — С. Г.) часть не омолаживалась в третичное время, и поэтому они не оказали какого-либо влияния на формирование третичных складок». Это совершенно ошибочное мнение опровергается нижеприводимыми данными.

Палеогеновые отложения Тихоокеанского побережья о-ва Хонсю, за исключением района Дзедан, интенсивно складчаты и разбиты разрывами так, что их иногда трудно отличить от мезозойских (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961). На Хоккайдо наиболее интенсивно смятые третичные отложения приурочены к западной части острова, в то время как в восточной части они слабо дислоцированы. Точно так же интенсивно смятые третичные отложения в центральной части Хонсю приурочены к зоне Фосса-Магна. На северо-западном Хонсю и Западном Хоккайдо установлена четкая зависимость морфологии третичных структур от глыбовых подвижек (Рудич, 1962).

На Сахалине, на полуострове Шмидта в пределах Трехбратской антиклинальной зоны у взбросо-надвига неоген смят в складки с элементами запрокидывания. Зона интенсивного смятия достигает 4 км. При удалении от разлома складки выполаживаются (Алексейчик и др., 1963).

А. В. Журавлев отмечал, что вблизи разрыва по восточному склону Набильского хребта третичные отложения интенсивно смяты и складки вытянуты вдоль зоны разрыва. С удалением от разрыва интенсивность смятия уменьшается.

Уже давно было отмечено геологами, что в пределах Западно-Сахалинского хребта, на севере Южного Сахалина, «...восточная от сброса гряда, или Поронайская, подвержена сильнейшему смятию, где третичные слои поставлены на голову, образуют лежащие складки и пр. ...область главной гряды, к западу от основной линии сброса, составленная исключительно меловыми образованиями и сначала собранная тоже в крутые складки, преимущественно с западным падением крыльев, постепенно обнаруживает выполаживание слоев, и к линии перевала уклон слоев местами становится совершенно незначительным, вплоть до горизонтального местами положения развитых здесь ороченских слоев. Далее к западу, к морю, складчатость постепенно снова становится интенсивнее...» (Криштофович, 1925).

Работами Ю. М. Ковтуновича в 1958 г. в Широкопадском районе установлена четкая дифференциация меловых и третичных структур по крутизне. В Прибрежной зоне третичные складки имеют крутые, до 70—80°, крылья, часто опрокинуты. К востоку происходит выполаживание структур, и в Центральной зоне, сложенной верхнемеловыми отложениями, складки имеют обычно умеренную крутизну крыльев, а в Камышевой зоне складки пологие и симметричные.

Зона интенсивного складкообразования в третичных отложениях к востоку от Тымь-Поронайского разлома достигает ширины 1—7 км. Здесь развиты опрокинутые к востоку, часто лежащие складки, сменяющиеся по мере удаления от разлома к востоку более пологими и спокойными складками (Алексейчик и др., 1963).

Наиболее тесно выражена связь складчатых движений с подвижками по разломам в пределах консолидированных участков древней складчатости, в которых третичные отложения залегают в наложенных впадинах (Восточно-Сахалинские горы и др.).

Зона крутых углов на северо-восточном побережье Сахалина является отражением подвижек по разломам фундамента, что подтверждается гравитационными ступенями. К этой зоне приурочены сложнопостроенные антиклинальные складки (Пильтунская, Нутовская, Паромайская).

Немалую роль на Сахалине имела и конседиментационная складчатость, что доказывается многочисленными примерами роста локальных структур в третичное время одновременно с осадконакоплением, установленное по данным бурения (Сабинская, Эхабинская, Охинская, Гиляко-Абуанская структуры северо-восточного побережья, Мгачинская, Вахрушевская, Адо-Тымовская синклинали, Макаровская и другие антиклинали). Рост складок начался, как доказано, не позднее среднего миоцена. Для доказательства роста складок в более раннее время у нас мало фактического материала.

О росте структур в процессе осадконакопления свидетельствует увеличение мощности вдоль осей синклиналей и уменьшение в своде антиклиналей, более грубозернистый характер отложений в сводовой части структуры, увеличение крутизны крыльев от более древних отложений к более молодым.

Скорость роста конседиментационных складок может быть достаточно большой. В Японии, в зоне Уедзу, высокотонным нивелированием зафиксирован подъем антиклинали за 46 лет на 4 см. По Т. Кобаяси (1957), складки этой зоны развивались в течение всего периода осадконакопления (мощность неогена в зоне достигает 5000 м).

Еще более разительный пример можно привести по Среднему Востоку. Так, по Дж. М. Лису, на одной из антиклинальных структур по смещению ирригационного канала установлена скорость роста более чем 1 м в столетие. За 1700 лет ложе канала поднялось над прежним уровнем на 18 м (Вегманн, 1957).

Исходя из всего вышеизложенного мы считаем, что движения земной коры проявлялись на Сахалине непрерывно, то усиливаясь, то ослабевая, и процессы складкообразования протекали как на фоне погружения, так и на фоне поднятия, а не в отдельные фазы складчатости, отделенные друг от друга периодами тектонического покоя.

Литература

- А жгирей Г. Д. Два генетических типа геосинклинальной складчатости. Вестн. МГУ, № 6, 1960.
Алексейчик С. Н. Новейшие тектонические движения острова Сахалина. Докл. АН СССР, т. 83, № 2, 1952.
Алексейчик С. Н. Схема тектонического районирования Сахалина. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1954.

- Алексейчик С. Н. при участии Гальцева-Безюка С. Д., Гнедина К. И. и др. Геологическое строение и газонефтеносность северной части Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 135, 1959.
- Алексейчик С. Н. Роль вертикальных глыбовых подвижек в формировании структуры о. Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961.
- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев И. М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 217, 1963.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Бубнов С. Н. Тектонические фазы и характер процессов деформации Земли, связанных с внутренней динамикой. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXIII (1), 1958.
- Вегман Е. Общий обзор. В кн. «Живая тектоника». Изд-во иностр. лит., 1957. Геология и минеральные ресурсы Японии. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Двали М. Ф. Граница третичного и четвертичного периодов на северо-востоке Азии. Материалы совещ. по разраб. стратиграф. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Госгеотехиздат, 1961.
- Землетрясения СССР. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- История неогенового угленакопления на территории Сахалина. Изд-во АН СССР, 1963.
- Капича А. А. Главные геоморфологические и геоструктурные черты Сахалина, его тектоническая история и районирование. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.
- Кобаяси Т. Современные вертикальные движения в Японии. В кн. «Живая тектоника». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Ковальчук В. С. Кластические дайки полуострова Шмидта (Северный Сахалин). Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961.
- Криштофович А. Н. Два перечисления Камышевого хребта. Сахалин. горно-геол. эксп., Материалы по общ. и прикл. геол., вып. 112, 1925.
- Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Геолразведиздат, 1932.
- Неймайр М. История Земли, т. 1 и 2. СПб., Изд-во «Просвещение», 1902.
- Онихимовский В. В. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей. Тр. Дальневост. фил. АН СССР. Сер. геол., т. IV, 1960.
- Петрушевский Б. А. О принципе унаследованности развития вертикальных движений, о проблеме крупных горизонтальных перемещений. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы Отд. геол., т. XXXIX (1), 1964.
- Плешаков И. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. Сов. геология, № 6, 1938.
- Плешаков И. Б. Геологическое строение и нефтеносность Пограничного района Сев. Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 99, 1956.
- Ратновский И. И. Стратиграфия палеогена Сахалина. В кн. «Материалы совещ. по разраб. униф. стратиграф. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов». Госгеотехиздат, 1961.
- Ратновский И. И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. Тр. ВНИГРИ, вып. 146, 1960.
- Ратновский И. И. Цикличность в образовании палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина и ее значение для корреляции разрезов различных районов острова. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.
- Рудич Е. М., Скиба С. И. Основные этапы развития рельефа и новейшая тектоника Южного Сахалина. Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почвовед., геол., географ., № 3, 1959.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Русаков Д. Ф. Морфология и возможные способы образования третичных складчатых структур на Сахалине. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.
- Скорород В. В. Основные черты геологического строения южной части Советского Дальнего Востока. Прим. Геогр. о-ва, 1941.
- Смехов Е. М. Геологическое строение острова Сахалина и его нефтегазоносность. Тр. ВНИГРИ. Спецсерия, вып. 6, 1953.
- Смехов Е. М., Дьяков Б. Ф. О проявлениях альпийской складчатости на Сахалине и Камчатке. Сов. геология, № 111, 1940.
- Соловьев А. В. О структурно-тектонической схеме Сахалина. Сообщ. Сах. Компл. науч.-исслед. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 6, 1958.
- Соловьев В. В. Геоморфологическое строение Сахалина. В кн. Материалы по четв. геологии и геоморфологии СССР, № 3, Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 42, 1961.
- Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов И. А. Катастрофические землетрясения в Монголо-Байкальской сейсмической зоне в 1957 г. и сейсмодислокации, связанные с ними. В кн. «Неотектоника СССР», Изд. АН ЛатвССР, Рига, 1961.
- Тихонович Н. Н. Полуостров Шмидта Тр. Геол. ком. Нов. сер., вып. 82, 1914.

- Тихонович Н. Н., Полевой П. И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина. Тр. Геол. Ком. Нов. сер., вып. 120, 1915.
- Федорченко В. И. К истории формирования складчатой структуры Чеховской тектонической зоны Западно-Сахалинского антиклинория. Тр. Сах. КНИИ. Сиб. отд. АН СССР, вып. 10, 1961.
- Хайн В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1950.
- Шатский Н. С. и др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000 (объяснительная записка), 1957.

Сахалинское отделение Всесоюзного
нефтяного научно-исследовательского института
г. Оха

Статья поступила
18 ноября 1965 г.

S. D. GAL'TSEV-BEZYUK

**ON THE PROBLEM OF TYPES OF OROGENY AND OROGENIC PHASES
WITHIN THE SAKHALIN ISLAND DURING CENOZOIC**

During Cenozoic the movements of the Earth's crust were continuously occurring within the Sakhalin Island. These were characterized by periods of intensification and weakening. Folding took place both during subsidence and upheaval rather than during separate orogenic phases with tectonically stable periods between them.

In the author's opinion, there is little reason to distinguish numerous orogenic phases which are usually regarded as of great importance during folding and faulting.

Sakhalin Branch of All-Union Geological
Exploration Research Institute

УДК 551.24 (571.6)

А. М. С МИРНОВ**РАННЕРИФЕЙСКИЕ «РУДИМЕНТАРНЫЕ» ГЕОСИНКЛИНАЛИ
ДАЛЬНОГО ВОСТОКА И ИХ ЗАЛОЖЕНИЕ
НА ПЛАТФОРМЕННОМ ОСНОВАНИИ**

Реконструкция тектонической обстановки на Дальнем Востоке на докембрийских этапах уже скоро 30 лет как привлекает внимание геологов. Такими построениями занимались Ю. М. Шейнманн, В. М. Синицын, Л. И. Салоп, Ю. А. Косыгин с сотрудниками, Е. В. Павловский, М. И. Ициксон, С. А. Музылев, А. М. Смирнов и другие исследователи. Одним из важнейших вопросов при этом было выяснение взаимоотношений между устойчивыми и подвижными структурными элементами. Сложность и противоречивость этих взаимоотношений, которые привели к формированию Сибирской и Китайской платформ, была особенно подчеркнута Е. В. Павловским (1962).

Палеотектонические построения затруднялись слабой изученностью докембрийских образований кристаллических массивов, которые расположены между платформами и как мостом связывают их друг с другом. Исследования последних лет во многом заполнили этот пробел и дали дополнительный материал для воссоздания тектонических условий и особенностей структурного развития в докембрии на значительных территориях. Попыткой палеотектонической реконструкции для среднего протерозоя и раннего рифея и является настоящая работа.

В это время на юге Дальнего Востока сформировался своеобразный комплекс осадочных и магматических (впоследствии метаморфизованных) образований. Специфическое сочетание структурных и формационных особенностей позволяет восстановить необычные структурные условия, в которых происходило становление комплекса. В его состав входят среднепротерозойские и нижнерифейские толщи кристаллических массивов, лежащих во внешних зонах Тихоокеанского пояса, включая северную окраину Сино-Корейского массива (таблица, столбцы 7, 8, 9, 10). К ним близки образования Приаргунья (таблица, столбец 3).

Хотя многие из свит комплекса были описаны П. Н. Кропоткиным, Н. А. Беляевским, В. В. Онихимовским, Ю. А. Ходаком и другими геологами, выделение комплекса в целом стало возможным после завершения работ Амурской экспедиции (1955—1959 гг.), охвативших огромную территорию и позволивших взглянуть «одними глазами» на докембрий различных районов (Маракушев, Смирнов, 1963). Структурное положение комплекса и условия его формирования оставались неразгаданными до исследований последних лет (Мишкин, 1965; Смирнов, 1965; Стецюк, 1965; Шульдинер, Лысак, 1965).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КОМПЛЕКСА

Рассматриваемый комплекс выделяется на территории, ограниченной 39 и 53 параллелями и 124 и 134 меридианами.

Подстилающие породы непосредственно в обнажениях не установлены. Древнейшими образованиями региона являются архейские. В

немногих зонах, преимущественно по его окраинам, обнажаются толщи, относимые к низам нижнего протерозоя: вышележащие горизонты нижнего протерозоя не известны. В основании среднего протерозоя очевидно имеется значительный **перерыв**.

Сводная колонка комплекса (рис. 1) составлена по полным разрезам рифея Малого Хингана и среднего протерозоя Кэнтэйского массива, изученным А. А. Маракушевым и автором. Другие разрезы (кроме Ханкайского массива) являются частными.

Состав комплекса очень постоянен. Его образования слагают единый макроритм, начинающийся терригенными и завершающийся карбонатными отложениями, который распадается на два ритма. Нижний начинается и завершается терригенными накоплениями с карбонатными осадками в середине; в основании верхнего ритма лежит вулканогенная толща, сменяющаяся вверх кремнистыми, терригенными и карбонатными отложениями. Граница между средним протерозоем и нижним рифеем проводится по кровле карбонатных прослоев в середине нижнего ритма.

Средний протерозой (таблица, столбцы 3, 7, 8, 9, 10) представлен биотитовыми, двуслюдяными, амфибол-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями кварцитов и, изредка, амфиболитов. Они местами перекрываются линзами доломитовых мраморов. Мощность среднепротерозойских толщ колеблется от 1,0 до 1,5 км. Верхняя половина мощного (3,5 км) разреза Ханкайского массива сложена переслаивающимися биотитовыми и диопсидовыми сланцами татьяновской свиты (Мишкин, 1965). Ритмичное чередование кристаллических сланцев и доломитовых мраморов характеризует среднюю толщу свиты намдэчхон (Геология Кореи, 1964). Среднепротерозойский возраст доломитовых мраморов с прослоями двуслюдяных сланцев Пуондонской зоны, выделенных А. А. Маракушевым и др. (1966) на северо-востоке Кореи, определяется условно.

Нижнерифейские образования (таблица, столбцы 7, 8) залегают на среднепротерозойских везде согласно. Они сложены кристаллическими сланцами, по мощности превышающими 4—5 км, а на юге Малого Хин-

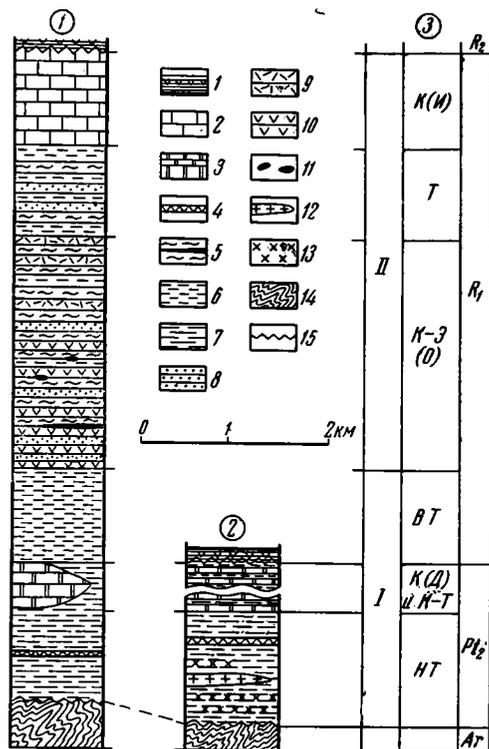


Рис. 1. Разрезы среднепротерозойских и нижнерифейских отложений юга Дальнего Востока

1 — среднерифейские отложения; 2 — кальцитовые мраморы; 3 — доломитовые мраморы и диопсидовые сланцы; 4 — амфиболиты; 5 — серцитовые кварциты (кремнистые породы) с гондитами; 6 — 7 — метаморфизованные песчано-глинистые породы; 8 — серицит-хлорит-кварцевые и другие кристаллические сланцы; 9 — гнейсы; 10 — метапесчаники и метатравериты (кварциты, слоисто-кварцевые эчковые сланцы); 11 — кислые метаэффузивы (порфиroidы и др.); 12 — основные и средние метаэффузивы (порфиритoidы, альбит-актинолитовые и другие сланцы); 13 — серпентиниты; 14 — гранитоиды; 15 — мигматиты; 16 — архейский фундамент; 17 — угловое несогласие.

1 — сводный разрез; 2 — разрез Ханкайского массива; 3 — ритмы, формации и возрастное расчленение: I, II — нижний и верхний ритмы; формации: К(И) — карбонатная (известняковая), Т — терригенная, К — Э(О) — кремнисто-эффузивная (офиолитовая), BT — верхняя терригенная, К(Д) — карбонатная (доломитовая), КТ — карбонатно-терригенная, HT — нижняя терригенная

Среднепротерозойские и нижнерифейские образования юга Дальнего Востока и сопредельных территорий

	Сибирская платформа	Монголо-Охотская складчатая область					Тихоокеанский подвижный пояс			Синьо-Корейский массив				
	Учуро-Майская зона	Запад хр. Тукурингра и хр. Янкан	Приаргунская и Агинская зона	Верхнее Приамурье	Зейско-Норское междуречье	Восток хр. Тукурингра и хр. Джагды	Малый Хинган, Буреинский массив и Дусса-Алинь	Кэнтэйский массив	Ханкайский массив и его обрамление	Северо-Восточная Корея	Ляодунский полуостров	Яньшаньская зона и Внутренняя Монголия		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
R₂	Энинская свита	Уньбаомская серия	Быркинская (кулиндинская) свита	Глубокинская свита	Гаринская толща	Мынская свита	Ниманская свита	Дахэчжэньская свита	Спасская свита	Толща хучхан	Свита юннин	Свита чанчэн		
R₁	Омахтинская свита	Тукурингская свита (янканская) серия	Нортуйская свита (толща доломитов)	Бондихинская свита	Толща рассланцованных эффузивов и кристаллич. сланцев Дагмарская толща Васильевская толща	Лагусская свита (?)	Урильская (саларинская), на юге Малого Хингана — бамяньтунская свита	Хуланьская свита	?	?	Серия Ляохэ	Свита гайдин	Серия хутобаян-обо	Терригенно-кремнистая толща с прослойками доломитов
	Гонамская свита		Урулонгуевская свита	Любинская свита		Афанасьевская свита		Бамяньтунская свита	Краевский комплекс	Сланцы унги				Свита дашицяо
Pt₂	Элтэтейская свита	Джелтулакская серия	Серебрянская свита	?	Неклинская толща ?	Баладекский комплекс	?	Суйянская свита	Татьяновская свита	Мраморы	Свита дам-шоушань	Серия утай	Свита дунье	
				Нахимовская свита				Свита намдэчхон	Свита дунье					
Pt₁	Улкачанская свита Топориканская свита	Урканская серия	Гнейсы и амфиболиты Шилки	?	Гранито-гнейсы и парагнейсы	Баладекский комплекс	?	?	?	Мусанская свита	Аньшаньская свита	Серия утай	Свита дунье	
	Маймаканский комплекс							Дичунская свита	Амфиболиты Сучано-Судзунского междуречья				Свита дунье	

Знаки на таблице: — согласное залегание, ~ — разрыв, == угловое несогласие, ---- характер залегания и положение границ не установлено. Разрезы по районам составлены по следующим источникам: 1 — Ярмолюк, 1963; Башарин, 1965; 2 — Нагибина, 1963; Судовиков и др., 1965; 3 — Амантов, 1963; Клязев, 1962; Стецюк, 1965; 4 — Шульдинер, Лысак, 1965; 5 — Онихимовский, 1956; 6 — Решение Совещания 1962; 7 — Онихимовский, 1956; Смирнов, 1963; Смирнов, 1963; 9 — Мишкин, 1965; Смирнов, 1963; 10 — Геология Корен, 1964; Маракушев и др., 1966; 11 — Saito, 1943; Смирнов, 1954; Смирнов, 1963; Юл Цзянь-чжан и др., 1964; 12 — Гао Чжэнь-си и др., 1962; Чжао Цзун-пу, 1962; Смирнов, 1965. Выделение зон и отнесение их к тектоническим элементам первого порядка (Сибирская платформа, Тихоокеанский пояс и т. д.) дано по А. М. Смирнову, 1963.

тана достигающими 6 км. Их перекрывают кальцитовые мраморы хуланьской и лагоуской (?) свит (0,2—2,0 км).

Кристаллические сланцы представлены перемежающимися слюдяно-хлоритовыми разностями. К ним присоединяются актинолитовые, альбит-актинолитовые и известково-хлоритовые сланцы, порфиритоиды, порфириды, а в верхах — слюдяные кварциты. Метаэффузивные породы появляются примерно от уровня 1000 м и особенно развиты в середине разреза. Здесь среди них залегают небольшие пластовые тела серпентинитов, которые местами группируются в цепочки. Такое расположение, возможно, объясняется разлинзованием крупных пластовых интрузий ультрабазитов после их серпентинизации. В результате серпентиниты оказались приуроченными к определенным горизонтам, выходы которых линейно вытянуты вдоль хребтов (рис. 2).

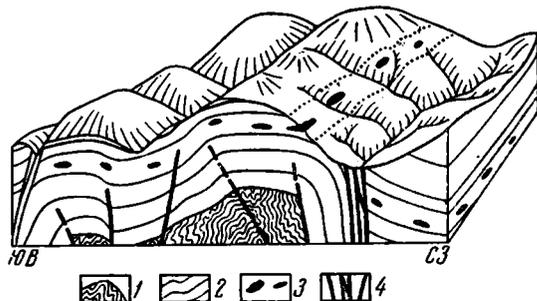


Рис. 2. Сундучные складки урильской свиты и цепочки массивов серпентинитов (вертикальный масштаб увеличен в полтора раза)

1 — архейский фундамент; 2 — средний протерозой — нижний рифей; 3 — тела серпентинитов; 4 — разломы

Слюда сланцев представлена серицитом, мусковитом или биотитом. При уменьшении ее содержания кварц-сланцы постепенно переходят в кварциты. Для кварц-сланцев и кварц-хлоритовых сланцев характерна мелкоочковая, часто реликтовая текстура, которая образуется при облекании слюдяно-хлоритовыми чешуйками одиночных чечевицеобразных зерен (порфинокластов) кварца. Последние выступают на блестящих поверхностях сланцеватости в виде бугорков до 5 мм в диаметре. При метаморфизме нижнерифейских гравелитов урулюнгуевской свиты Приаргунья образуются кристаллические сланцы, совершенно аналогичные мелкоочковым кварц-сланцам урильской и бамяньтунской свит (Князев, 1962; Стецюк, 1965). В альбит-актинолитовых и известково-хлоритовых очковых сланцах порфиробласты образованы альбитом или кальцитом, что связано с процессами метасоматоза и метаморфизма.

Устойчивой особенностью является широкое развитие среди сланцев сплошных слабозолотоносных кварцевых жил альпийского типа. К выходам кристаллических сланцев часто приурочены золотые россыпи (Ициксон, Чеботарев, 1961; Смирнов, 1963). Их возникновение за счет золота одних лишь кварцевых жил — сомнительно. Вероятнее, что слабая золотоносность присуща самим сланцам.

Местами наблюдаются марганцовистые «гондитовые» фации. В их состав входят магнетит-гематитовые кварциты и сланцы, обогащенные спессартином и содержащие пьомонит (Маракушев, Смирнов, 1963).

ВОЗРАСТ И ВОЗРАСТНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСА

Среднепротерозойский возраст был определен калий-аргоновым методом по биотиту только для кристаллических сланцев свиты намдэчхон¹ — 1700—1740 млн. лет (Геология Кореи, 1964).

По составу и строению (две терригенные толщи и, разделяющая их карбонатно-терригенная или карбонатная) свита намдэчхон параллелизуется (таблица, столбцы 10, 11) с серией ляхэ Ляодунского полуострова (Ходак, Сунь Шу, 1959; Путинцев и др., 1961; Смирнов, 1965 и др.).

¹ К каким горизонтам свиты относятся эти цифры — неизвестно.

Китайские геологи сопоставляют серию ляхэ с серией хуто Утайшаня (таблица, столбец 12), аналогом которой является серия баян-обо Внутренней Монголии (Основы тектоники Китая, 1962).

Возраст верхней терригенно-кремнистой толщи серии баян-обо, определенный методом обыкновенного свинца по галениту из сингенетичной (?) вкрапленности в доломитовых прослоях, выражается цифрами 1440 ± 100 и 1550 ± 200 млн. лет (Тугаринов и др., 1965). Это указывает на нижнерифейский возраст толщ и ее аналогов — свиты гайпин серии ляхэ и верхней толщи свиты намдэчхон. Такой вывод подтверждается определениями возраста пегматитов из жил, пересекающих серию ляхэ, — 1400 млн. лет по ортиту (Vinogradov, Tugarinov, 1962), и гранитов, рвущих свиту намдэчхон, — 1371 млн. лет по биотиту калий-аргоновым методом (Геология Кореи, 1964). На это указывает также перекрывание серии ляхэ среднерифейскими свитами юннин и дяоюйтай (Юй Цзяньчжан и др., 1964; Смирнов, 1965).

Нижняя возрастная граница серий хуто и ляхэ устанавливается по их налеганию на граниты с возрастом до 1900 млн. лет, которые прорывают нижнепротерозойские толщи (Ли Пу и др., 1960). Следовательно, нижние горизонты этих серий не могут быть древнее среднего протерозоя.

Сланцы унги, развитые в Надинском выступе северо-восточной Кореи (таблица, столбец 10), по данным С. С. Зимина¹ и А. А. Маракушева¹ являются аналогом бамяньтунской свиты и сопоставляются с верхней толщей свиты намдэчхон, очевидно наращивая ее разрез вверх. Эти сопоставления позволяют относить к нижнему рифею также сланцы унги и бамяньтунскую свиту. Бамяньтунская свита протягивается на левый берег Амура и на территорию Приморья, где выделяется под названием урильской свиты и краевого комплекса. Заключение о раннерифейском возрасте этих образований подтверждается перекрыванием бамяньтунской свиты метаэффузивами среднерифейской дахэчжэньской свиты. Лежащие выше горизонты среднего рифея в Вознесенской зоне Ханкайского массива охарактеризованы комплексом онколитов и катаграфий². Возраст гранитов, прорывающих бамяньтунскую свиту (1000 и 1100 млн. лет), определенный калий-аргоновым методом по биотиту в лаборатории ВСЕГЕИ, не противоречит таким представлениям.

Нахимовская и татьяновская свиты Приморья и суйянская свита Кэнтэйского массива сопоставляются со свитой намдэчхон, что позволяет относить их к среднему протерозою (Маракушев, Смирнов, 1963; Мишкин, 1965 и др.).

СТРУКТУРЫ КОМПЛЕКСА И ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Складки, в которые сматы породы комплекса на Малом Хингане, в Ханкайском и Кэнтэйском массивах, представляют собою, широкие (до 8—10 км) открытые, часто сундучные антиклиналы, осложненные складками второго порядка 1—3 км шириной. В сводах антиклиналей залегание пологое, до горизонтального (рис. 2). На крутых узких крыльях углы падения достигают 70—90°, развиваются системы согласных сбросов и связанные с ними мелкие раздробленные структуры волочения. Зоны раздробления и сматия маскируются речными долинами. Складки обычно вытянуты вдоль оси, иногда прослеживаясь на десятки километров. Оси их, как правило, изгибаются, образуя петельчатый рисунок, с зажатями внутри петель блоками архея (рис. 3). Нередки брахискладки, линейные определенного простирания.

В сводах антиклиналей широко развита плейчатость, которая не имеет линейной ориентировки. Поверхности сланцеватости образуют как бы

¹ Личное сообщение.

² Личное сообщение Ю. С. Липкина.

брахиформные микроскладки, измеряющиеся миллиметрами по высоте и первыми сантиметрами по ширине. Из текстур преобладают плоско-параллельная сланцеватая и очковая. Зерна кварца в плейчатых сланцах образуют линзовидные скопления, которые часто соединяются в кварцевые прослойки. Крайним членом такого перераспределения материала являются послойные кварцевые жилы. Линейные текстуры и плейчатость, не известные в сводах складок, наблюдались в образцах из высыпок на крыльях и в зонах разломов. Микроструктурный анализ пород комплекса не производился, и приведенные характеристики основаны на визуальных наблюдениях и обычных петрографических описаниях шлифов.

По границам с блоками, сложенными архейскими породами и ограниченными разломами (рис. 3), складки осложнены продольными сбросами, взбросами и, местами, чешуйчатыми структурами.

Складчатые образования комплекса резко не соответствуют структурам архея. Для архея характерны крупные открытые формы, повсеместно осложненные складками высших порядков, структурами течения и разлинзования. Краевые разломы, вдоль которых, в общем, вытянуты складки среднепротерозойских и нижнерифейских толщ, пересекают архейские структуры, как правило, под углом. Такое же несоответствие существует и с более молодым складчатым комплексом (средний рифей — нижний кембрий). Его толщи смяты в линейные, часто сжатые и, иногда, изоклиналильные складки. Они приурочены к зонам, ограниченными разломами и наложенными на все более древние структуры.

Таким образом, складчатые образования среднего протерозоя — нижнего рифея входят в состав самостоятельного структурного этажа. Свойственные ему стиль складчатости и структурный план, резко отличны от особенностей деформаций в более древних и более молодых толщах.

Интрузивные тела, внедрившиеся в породы комплекса, сложены ультрабазиитами и гранитоидами. Тела серпентинитов, залегающие среди метазэффузиев в середине разреза нижнего рифея (на Малом Хингане, в Кэнтэйском массиве), образовались за счет пластовых интрузий дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и других пород гипербазитовой формации (Зимин, 1963).

Гранитоиды известны в среднепротерозойских и нижнерифейских образованиях. В нахимовской свите биотитовые гнейсо-граниты образуют послойные довольно мощные интрузивные тела среди гранитизированных и местами послойно мигматизированных кристаллических сланцев и гнейсов. В бамяньтунской свите автор наблюдал маломощные послойные тела биотитовых гранитов, смятые вместе с вмещающими породами. С ними, возможно, генетически связаны, широко распространенные в этой свите пластовые тела бескварцевых порфирров. Мигматизацию и

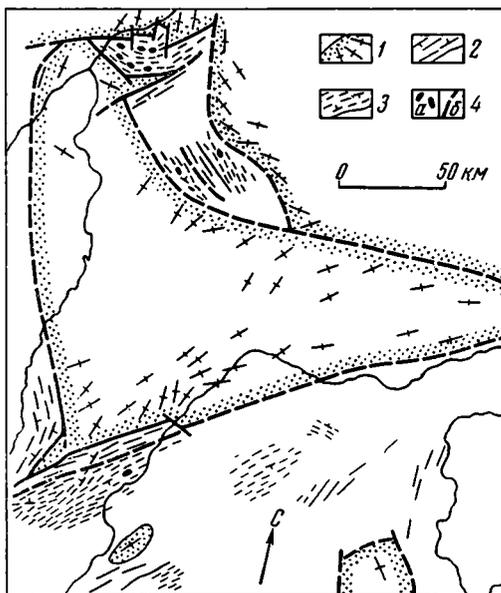


Рис. 3. Обтекание блоков архейских пород среднепротерозойскими — нижнерифейскими образованиями

1 — блоки архейских пород; 2 — средний протерозой; 3 — нижний рифей; 4а — массивы серпентинитов; 4б — разломы

гранитизацию пород урильской свиты отметил Е. А. Кулиш¹ в Буреинском массиве (к западу от станции Тарманчукан). Химизм этих пород не изучен, а объем интрузивного комплекса гранитоидов не установлен.

ПЕРВИЧНЫЙ ВЕЩЕСТВЕННЫЙ И ФОРМАЦИОННЫЙ СОСТАВ КОМПЛЕКСА

Выделение осадочных и вулканогенных формаций затрудняется метаморфизмом, который маскирует многие особенности исходных образований. Специальных исследований с целью восстановления свойств первичных пород не велось, и потому приводимые сведения носят весьма общий характер, а выделяемые формации, скорее соответствуют группам формаций. Среди них распознаются терригенные, карбонатно-терригенные, карбонатные и кремнисто-эффузивная (офиолитовая) формации (рис. 1).

Терригенные формации распространены повсеместно и повторяются в разрезе три раза. В нижнем ритме выделяются нижняя и верхняя терригенные формации. В состав нижней терригенной формации входят породы, образовавшиеся по песчано-глинистым отложениям с примесью известковистых (амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты нахимовской свиты). Верхняя терригенная формация представлена первично песчанистыми и глинистыми породами. Там, где из разреза выпадают мраморы, нижняя и верхняя терригенные формации сливаются. Терригенная формация залегает также в верхней половине верхнего ритма и сложена, как предполагает С. С. Зимин, первично песчанистыми и песчано-глинистыми породами и гравелитами, к которым присоединяются кремнистые образования.

Карбонатно-терригенная формация верхов среднего протерозоя развита только в Ханкайском массиве и в Хэсан-Ривонской зоне Кореи. Она представляет собою ритмичное (флишоидное) переслаивание песчано-глинистых пород и доломитов или глинистых доломитов (из которых, очевидно, образовались диопсидовые сланцы).

К карбонатной формации относятся мраморы среднего протерозоя и нижнего рифея. Среднепротерозойские доломитовые мраморы, возможно, являются рифогенными и изредка содержат остатки водорослевых построек, к сожалению оставшихся не определенными. Нижнерифейская карбонатная формация представлена слабослоистыми, слегка графитистыми кальцитовыми мраморами.

В состав кремнисто-эффузивной (офиолитовой) формации, по данным С. С. Зимина, входят метаэффузивы от основного до кислого состава, кремнистые породы (серицитовые микрокварциты), а также подчиненные им прослои первично песчанистых пород. Среди этих толщ залегают мелкие согласные тела серпентинитов.

Формации группируются в два формационных ряда, которые соответствуют седиментационным ритмам. Первый ряд состоит из нижней и верхней терригенных и, разделяющей их карбонатной (доломитовой) формаций. Этот ряд отвечает трансгрессивно-регрессивному циклу осадконакопления. Карбонатно-терригенная формация, хотя и относится к этому же ряду, развивалась, как указано выше, только в двух зонах. Второй формационный ряд соответствует верхнему эффузивно-осадочному ритму и начинается офиолитовой формацией, за которой следуют терригенная и карбонатная (известковая)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ЕЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Рассматриваемый комплекс формировался в два этапа. На первом — в условиях общего погружения накапливались вулканогенно-осадочные толщи; на втором — они были дислоцированы, интродуцированы гранитоидами и подверглись региональному метаморфизму. Первый этап распадается на два подэтапа. Ранний (средний протерозой — начало раннего

¹ Личное сообщение.

рифее) соответствует нижнему седиментационному ритму, когда отлагались карбонатно-терригенные осадки первого формационного ряда. Поздний подэтап (ранний рифей) отвечает верхнему ритму (вулканиты и осадки второго формационного ряда).

Если верить определениям возраста, скорость седimentации на раннем подэтапе — 2—2,5 км за 400—500 млн. лет — близка к платформенной. В Улканском прогибе (авлакогене)¹ Сибирской платформы за этот период накопилось 2,4 км вулканитов и терригенных отложений элгэтэйской и гонамской свит (таблица, рис. 4). Перерыв в осадконакоплении перед формированием нижних горизонтов комплекса (ранний протерозой или его вторая половина) длился 300—500 млн. лет. Рисунок прогибов и поднятий раннего подэтапа напоминает очертания синеклиз и антеклиз (рис. 3, 4). Толщи нижнего ритма накапливались в тектонически спокойных условиях, на древнем складчатом основании и, по существу, являлись платформенным чехлом. Более подвижным был прогиб, тянувшийся от Ханкайского массива до Хэсан-Ривонской зоны, в котором отлагались мощные флишеидные толщи карбонатно-терригенной формации.

Очевидно, в среднем протерозое — начале раннего рифея на юге Дальнего Востока существовала платформенная структура — Амурская глыба (рис. 4), примыкавшая на юге к Наннимской архейской глыбе, выделенной А. А. Маракушевым. Точное положение ее границ не установлено, а данных о предположительном геосинклинальном обрамлении глыбы — недостаточно. В задачи настоящей статьи не входит подробное рассмотрение этого вопроса, но некоторые соображения о положении Амурской глыбы среди структур того же возраста следует высказать (рис. 4).

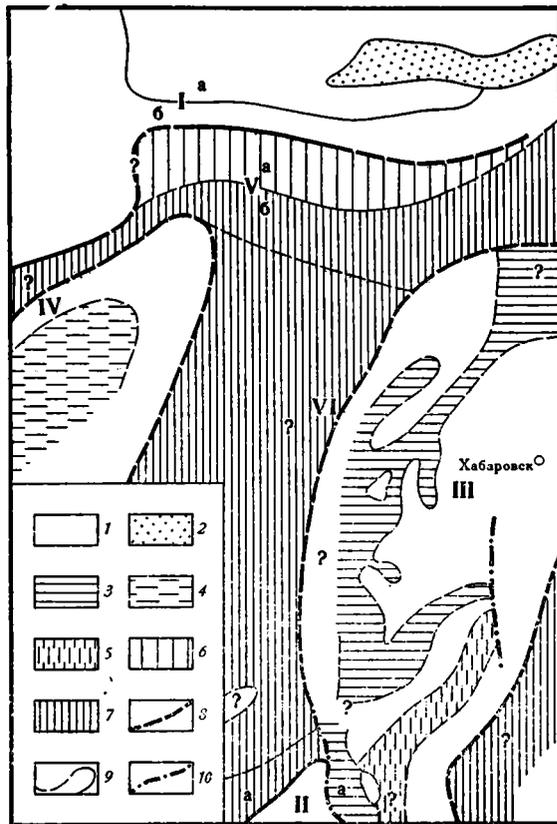


Рис. 4. Положение рудиментарных геосинклиналей среди структур среднего протерозоя — раннего рифея

1—5 — платформенные структуры среднего протерозоя: 1 — поднятия; 2 — авлакогены (Pt₂—R₁); 3 — прогибы, превратившиеся в раннем рифее в рудиментарные геосинклинали; 4 — прогибы, превратившиеся в среднем рифее в геосинклинали; 5 — окраинные подвижные прогибы (Pt₂); 6—7 — геосинклинали: 6 — среднепротерозойские, 7 — среднепротерозойские-раннерифейские; 8 — границы платформенных структур; 9 — границы структурных зон; 10 — главнейшие предположительные сдвиги; I — эппи-раннепротерозойская Сибирская платформа; а — архейды, б — протерозойды; II — Наннимская глыба; III — Амурская глыба; а — Хэсан-Ривонская зона; IV — Приаргунская глыба; V — геосинклинали Монголо-Охотской системы: а — Желтулакская, б — Тукурингская; VI — предположительная Сунгари-Амурская геосинклиналь: а — зона Ляохэ

¹ Эта структура описана Л. И. Красным, В. А. Ярмолюком (1963) и другими геологами.

На севере глыба, вероятно, обрамлялась среднепротерозойским геосинклинальным прогибом — восточным продолжением Джелтулакской зоны, описанной А. Н. Нееловым и др. (Судовиков и др., 1965). Интенсивно смятые метаэффузивы и метаосадки этой зоны мощностью более 2,6 км, прорванные базитами и гранитоидами, по направлению к востоку, очевидно, скрываются под рифейскими и более молодыми образованиями Монголо-Охотской складчатой области. Данных о распространении среднего протерозоя к востоку от подвижной окраины глыбы («окраинного подвижного прогиба») нет, и геосинклинальное обрамление здесь только предполагается (Смирнов, 1964). Неясны границы Амурской глыбы и на западе. Между Муданьцзяном и Аргунью докембрийские образования обнажаются лишь в немногих местах, и аналоги среднепротерозойского — нижнерифейского платформенного чехла здесь не установлены. Они вновь появляются в Приаргунье — серебрянская, урулюнгуевская и нуртуйская свиты (таблица), по-видимому залегающие на архейском фундаменте. Гнейсы и слюдяные сланцы серебрянской свиты (0,9 км) параллелизуются с суйянской свитой; песчаники, гравелиты, конгломераты и сланцы урулюнгуевской свиты (1,1 км) — с бамяньтунской, а доломиты нуртуйской свиты (1,5 км) — с хуланьской (Бабичев и др., 1962; Князев, 1962; Стецюк, 1965).

В Приаргунской глыбе, в отличие от Амурской, платформенный режим длился до конца раннего рифея. Вероятно, что Амурская и Приаргунская глыбы были разделены геосинклинальным прогибом. Доказательством его существования в раннем протерозое служат выходы гнейсов и амфиболитов этого возраста в Буреинском массиве, Зейско-Норском междуречье, у Благовещенска, в среднем течении Нонни и в других местах (Смирнов, 1963).

В среднем протерозое — раннем рифее эта субмеридионально вытянутая геосинклиналь хотя бы частично сохранила подвижность. Так, в Зейско-Норском междуречье, по В. В. Онихимовскому (1956), накапливались мощные (свыше 7—8 км) вулканиты и осадки неклиникой и лежащих выше толщ (таблица), а на южном ее продолжении формировались миогеосинклинальные осадки давно описанной зоны Ляохэ (Saito, 1943; Смирнов, 1963).

Таким образом, на раннем подэтапе развития Амурская глыба была устойчивой структурой платформенного типа. Она имела вытянутые очертания, обладала складчатым, преимущественно архейским фундаментом и осадочным чехлом, осадки которого накапливались в прогибах, близких по типу к синеклизам, а также в более подвижном «окраинном прогибе». Геосинклинальное обрамление Амурской глыбы выделяется в значительной степени условно. Предполагаемые геосинклинали среднего протерозоя — начала раннего рифея развивались на раннепротерозойском складчатом основании.

Близкой по типу структурой являлась Приаргунская глыба, но платформенное развитие ее длилось до среднего рифея.

Поздний подэтап развития начинается образованием в прогибах Амурской глыбы офиолитовой формации. Это, очевидно, было связано с заложением или омоложением разломов по границам прогибов и поднятий и сопровождалось резким усилением дифференцированных движений. Скорость осадконакопления на позднем подэтапе, по сравнению с ранним, увеличилась в несколько раз: менее чем за 300 млн. лет в прогибах накопились пяти-шестикилометровые вулканогенно-осадочные толщи. В то же время ускорились восходящие движения в поднятиях. Это привело к усилению эрозии, сносу грубообломочного материала и накоплению в прогибах гравелитов и песчаников. Одновременно создались более благоприятные условия формирования прибрежных морских россыпей золота за счет размыва архейских толщ, а также для образования осадочных месторождений железа и марганца. С железом

марганцовыми фациями могут быть связаны и фосфаты, установленные в нижнем рифее Южной Сибири. Источником полезных компонентов в этом случае могли быть как разрушаемые породы поднятий, так и выделения гидротерм при подводных вулканических излияниях.

Формационный состав, большая интенсивность и контрастность движений указывают на геосинклинальный тип развития на позднем подэтапе. Нелинейный характер прогибов и поднятий, однако, не вяжется с представлением о геосинклинальных формах, и, очевидно, был унаследован от платформенных структур основания. Складчатость и гранитоидный магмагизм, как будет показано, также не были характерны для типичных геосинклинальных областей.

По-видимому, мы встречаемся здесь с совершенно особым типом подвижных прогибов, которые можно было бы назвать рудиментарными (недоразвитыми) геосинклиналями. Выделяемый тип не соответствует «недозревшим» геосинклиналям М. К. Коровина и ближе стоит к «протогеосинклиналям» Канадского щита, рассмотренным М. С. Марковым (1962) и Е. В. Павловским (1962).

Одновременно с рудиментарными геосинклиналями, в раннем рифее существовали «настоящие» геосинклинали, например Тукурингская геосинклинальная область, в которой накапливались мощные (5—7 км) толщи карбонатно-терригенных осадков и основных эффузивов с офиолитовыми телами, смятые в линейные, сжатые, иногда изоклинальные складки (Судовиков и др., 1965; Нагибина, 1963).

Существование раннерифейских геосинклиналей к востоку и западу от Амурской глыбы не доказано, и только предположительно можно считать раннерифейской долозу метаморфид, протягивающуюся от Камчатки до зоны Рёке Японии (Смирнов, 1964).

События завершающего этапа дают дополнительный материал для суждения об эволюции тектонических условий в среднем протерозое и раннем рифее и о природе рудиментарных геосинклиналей.

Широкое развитие глыбовых складок при полном отсутствии сжатых линейных структур показывает, что главную роль в складкообразовании играли блоковые движения фундамента. В сводовых частях формирующихся антиклиналей возникали сжимающие усилия, направленные нормально к слоистости, что привело к развитию плоскопараллельных текстур, характерной пloyчатости и к образованию альпийских жил. Течение вещества, однако, происходило лишь в ограниченных масштабах. На крыльях складок, наоборот, господствовали растягивающие усилия, выразившиеся в формировании системы сбросов с зажатыми между ними складками влочения высших порядков.

Пислойные интрузии гранитоидов, по-видимому, внедрялись непосредственно перед складчатыми движениями или в самом начале их и были, таким образом, синкинематическими. Постороженные интрузии здесь совершенно неизвестны. Эта особенность подчеркивает структурное своеобразие рудиментарных геосинклиналей.

Региональный метаморфизм пород комплекса в общем усиливается вниз по разрезу. Нижнерифейские образования метаморфизованы в низко- и высокотемпературных субфациях фации зеленых сланцев; в среднепротерозойских преобладает метаморфизм эпидот-амфиболитовой и, изредка, амфиболитовой фации. Это, видимо, связано с неглубоким положением зеркала складчатости и с малой интенсивностью дислокаций.

Было, по-видимому, две фазы метаморфизма. Главная фаза завершилась вместе со складчатостью и интрузиями гранитоидов на рубеже среднего рифея, но начало ее было, вероятно, связано с более ранним глубоким погружением фундамента. Вторая фаза закончилась в начале позднего рифея: гранитоиды с возрастом не менее 790 млн. лет (Смирнов, 1965) оказывают контактовые воздействия на регионально метаморфизованные породы нижнего рифея.

Рудиментарные геосинклинали раннего рифея отличались необычным сочетанием чисто геосинклинальных формационных особенностей с архаическими чертами магматизма и отнюдь не геосинклинальной складчатостью. Это было, видимо, связано с их заложением на платформенном основании, так как одновременно в более подвижных зонах существовали «настоящие» геосинклинали. Повсеместное развитие типичных эвгеосинклиналей началось здесь со среднего рифея.

Литература

- Амантов В. А. Стратиграфия и история геологического развития Агинской структурной зоны Забайкалья. Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 81, Л., 1963.
- Бабичев Е. А., Коноплева В. И., Подрабинек Р. А. Протерозойские и нижнепалеозойские отложения. В кн. Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика долины верхнего Амура. Изд-во Моск. ун-та, 1962.
- Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. Автореф. дис., Новосибирск, 1965.
- Гао Чжень-си, Сюнь Юнь-сянь, Гао Пин. Предварительные данные о стратиграфии синийских отложений Северного Китая. «Древнейшие породы Китая». Изд-во иностр. лит., 1962.
- Геология Кореи. Изд-во «Недра», 1964.
- Зимин С. С. Типы рудоносных базитов и гипербазитов Дальнего Востока. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.
- Ицксон Г. В., Чеботарев М. В. Распределение интрузивных комплексов и сопутствующей им минерализации. В кн. «История геологического развития и магматизма Малого Хингана». ВСЕГЕИ, Л., 1961.
- Князев Г. И. Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Приаргунья. ЦНИГРИ, Читинский фил., 1962.
- Ли Пу, Чен Ю-чи, Ту Гон-чжи, Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Кнорре К. Г., Полевая Н. И., Брандт С. Б. Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики. Геохимия, № 7, 1960.
- Маракушев А. А., Ким ХакДзе, Ким Хенсо, Мишкин М. А. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн. «Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья». Изд-во «Наука», 1966.
- Маракушев А. А., Смирнов А. М. Рудно-петрологические комплексы докембрия северо-восточного выступа Китайской платформы. В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита). В кн. «Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы». Изд-во АН СССР, 1962.
- Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. Автореф. дис. Владивосток, 1965.
- Нагибина М. С. Верхнее Приамурье и Восточное Забайкалье. В кн. «Стратиграфия СССР. Нижний докембрий». Полутом «Азиатская часть СССР». Госгеолтехиздат, 1963.
- Онихимовский В. В. Стратиграфия докембрия и кембрия Хингано-Буреинского и Кур-Урмийского районов. Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока, 1956 г. Тезисы. Хабаровск, 1956.
- Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. В кн. «Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы». Изд-во АН СССР, 1962.
- Путинцев В. К., Громов Ю. Я., Эйриш Л. В. Геология докембрия юга Дальнего Востока СССР и прилегающих территорий. Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 59, 1961.
- Решение Совещания по стратиграфии верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Смирнов А. М. Основные вопросы геологии Маньчжурии. Зап. Харбинского о-ва естествосп. и этногр., № 13, Харбин, 1954.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1963.
- Смирнов А. М. О структурном положении и возрасте метаморфических толщ Камчатки и Сахалина. В кн. «Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во «Наука», М., 1964.
- Смирнов А. М. Расчленение и корреляция верхнего докембрия Дальнего Востока. В кн. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Владивосток, 1965.
- Стецюк М. И. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя и нижнего палео-

- зоя юго-восточной части Восточного Забайкалья. Забайкальск. отд. Географического о-ва СССР. Тезисы II научн. конфер. геол. секции, Чита, 1965.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Изд-во «Наука», Л., 1965.
- Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1965.
- Ходак Ю. А. и Сунь Шу. Сопоставление древних толщ северо-востока Китая и юга советского Дальнего Востока. Докл. АН СССР, т. 128, № 5, 1959.
- Чжао Цзун-пу. О стратиграфии системы Хуто и синия в Китае. В кн. «Древнейшие породы Китая». Изд-во иностр. лит., 1962.
- Шульдинер В. И., Лысак А. М. Стратиграфия позднекембрийских отложений низовьев Шилки. Забайкальск. отд. геогр. о-ва СССР. Тезисы II научн. конфер. геол. секции, Чита, 1965.
- Юй Цзянь-чжан, Цун Шэн-цзинь, Цоу Ган-линь. Еще раз о синийской системе Ляодуна и ее корреляции с аналогом Яньшаньского района. Акта геол. синика, т. 44, № 1, 1964.
- Ярмолюк В. А. Доклад о стратиграфии верхнего протерозоя синия юго-востока Сибирской платформы. (К соисканию ученой степени канд. геол.-мин. наук). Хабаровск, 1963.
- Saito R. Pre-Cambrian stratigraphy of South Manchuria and North China. Mem. Geol. Surv. Manch., No 18, Hsinking, 1943.
- Vinogradov A. P., Tugarinov A. I. Problems of geochronology of the Pre—Cambrian in Eastern Asia. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 26, pp. 1283—1300, 1962.

Дальневосточный геологический
институт
ДФФ СО АН СССР
г. Владивосток

Статья поступила
20 марта 1966 г.

A. M. SMIRNOV

EARLY RIPHEAN «RUDIMENTARY» GEOSYNCLINES OF THE FAR EAST AND THEIR APPEARANCE ON THE PLATFORM BASEMENT

Rudimentary geosynclines had originated inheritedly in place of the Middle Proterozoic platform downwarps of the Epi-Archean Amursk block. These geosynclines were characterized by eugeosynclinal formations, but none of associated box folds and granitoids are typical of geosynclines of Neogaea. More specifically, folds had been formed by vertical movements of basement blocks. Rudimentary geosynclines existed simultaneously with those common in the Neogaea, such as the Tukuringrskaya geosyncline.

Far East Geological Institute
Vladivostok

УДК 551.24(471.6)

М. Р. ПУСТИЛЬНИКОВ**К ТЕКТОНИКЕ ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

Изучение глубинного геологического строения Северного Кавказа в течение длительного времени ограничивалось областью предгорий, где выходят на дневную поверхность коренные породы мезокайнозойского возраста. Однако наиболее полное познание тектонической природы этого крупного региона и его положение в общей структуре юга европейской части территории СССР стало возможным только в последние годы, в результате широко поставленных геофизических работ, главным образом магнитометрических, гравиметрических и сейсмических, а также большого объема глубокого разведочного бурения, охватившего все районы Предкавказья.

В результате этих работ был опубликован ряд оригинальных тектонических схем как для всего Предкавказья в целом, так и для отдельных его частей (Муратов, 1949; Брод и др., 1957; Бурштар, 1957, 1960; Шарданов, Пекло, 1959; Мирчинк и др., 1963).

При составлении тектонических схем все авторы использовали как структурно-морфологический принцип, так и генетический, там где это было возможно.

Территория Северного Кавказа представляет собой обширную область, расположенную между мегантиклинорием Большого Кавказа на юге и Русской платформой на севере. К западу от нее расположена современная Азово-Черноморская впадина, к востоку — Каспийская. Ставропольским сводом (поднятием) субмеридионального простираения территория Северного Кавказа расчленяется на три части, именуемые: Западным, Центральным (Ставропольский свод) и Восточным Предкавказьем.

Характеристика современной структуры осадочного чехла и тектоническое районирование приводится ниже по региональной структурно-тектонической карте, составленной по материалам большого объема геофизических исследований с учетом данных глубокого разведочного бурения (рис. 1). При этом наиболее рельефно особенности всей истории тектонического развития отображаются в современном структурном плане меловых отложений.

При тектоническом районировании учитывались данные гравиметрической и частично магнитометрической съемок.

ЗАПАДНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ

Территория Западного Предкавказья в геотектоническом отношении соответствует Азово-Кубанской впадине, которая была впервые выделена А. Д. Архангельским в 1941 г.

В настоящее время, в связи с накоплением результатов большого объема геофизических исследований и глубокого разведочного бурения, представляется возможным выделить в ее пределах ряд ранее неизвестных крупных структурных элементов.

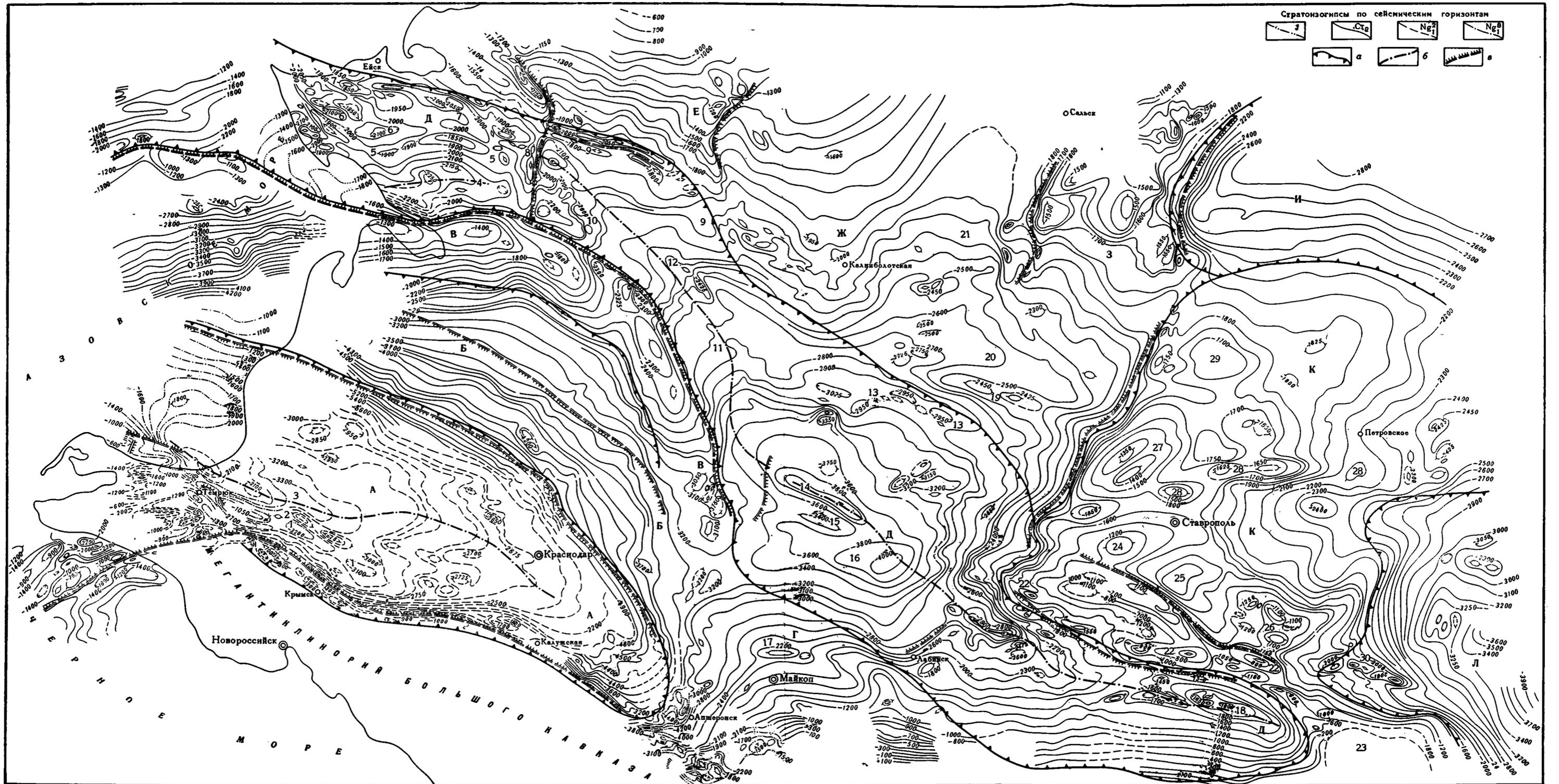


Рис. 1. Структурно-тектоническая карта Западного и Центрального Предкавказья по данным сейсмических исследований треста «Краснодарнефтегеофизика» (1964), составил М. Р. Пустильников при участии В. И. Корнеева и В. Л. Крипиевича

Структуры I порядка: А — Индоло-Кубанский (Западно-Кубанский) передовой прогиб, Б — Тимашевская ступень, В — Белогорско-Березанский (Каневско-Березанский) макроравал, Г — Адыгейский выступ, Д — Причерноморско-Кубанский (Восточно-Кубанский) свод, Е — Екатериновский выступ, Ж — Калниболотский выступ, И — Манычский платформенный прогиб, К — Ставропольский свод, Л — Терско-Кумский платформенный прогиб. Структуры II порядка: 1 — Адагумо-Афипская синклиальная зона, 2 — Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона, Должанско-Щербиновская антиклинальная зона, 6 — Симоновская синклиальная зона, 9 — Старо-Минская антиклинальная зона, 10 — Крыловская антиклинальная зона, 11 — Иркилевская синклиальная зона, 12 — Леушковская антиклинальная зона, 13 — Кропоткинская антиклинальная зона, 14 — Зеленчукская мульда, 15 — Темиргоевская антиклинальная зона, 16 — Воздвиженская мульда, 17 — Майкопско-Ярославская антиклинальная зона, 18 — Беломечетская синклиналь, 19 — Расшеватская антиклинальная зона, 20 — Ладовская синклиальная зона, 21 — Песчанокоспская седловина, 22 — Армавири-Невиномысский вал, 23 — Минераловодский выступ, 24 — Сенгилевский купол, 25 — Темнолеская чаша, 26 — Янгульский купол, 27 — Северо-Ставропольский купол, 28 — Грачевско-Благодарненская антиклинальная зона, 29 — Кугудьтинский купол, 30 — Нагутская антиклинальная зона. а — границы крупных структур I порядка, б — оси прогибов, в — предполагаемые разломы в фундаменте

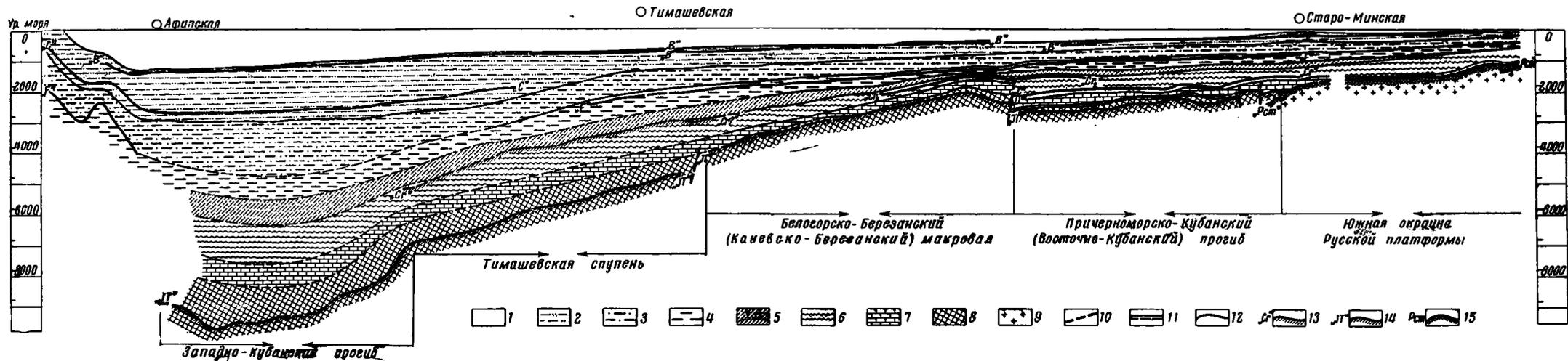


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез по линии Ново-Дмитриевская — Тимашевская — Старо-Минская — Маргаритовская

1 — антропоген + плиоцен; 2 — миоцен; 3 — нижний миоцен + олигоцен; 4 — эоцен; 5 — палеоцен; 6 — верхний мел; 7 — нижний мел; 8 — юра + триас; 9 — докембрий; 10 — разломы; 11 — стратиграфические границы; 12 — отражающие сейсмические горизонты; 13 — преломляющая граница «Сг?» по данным КМПВ; 14 — преломляющая граница «JT» по данным КМПВ; 15 — преломляющая граница «Рст» по данным КМПВ

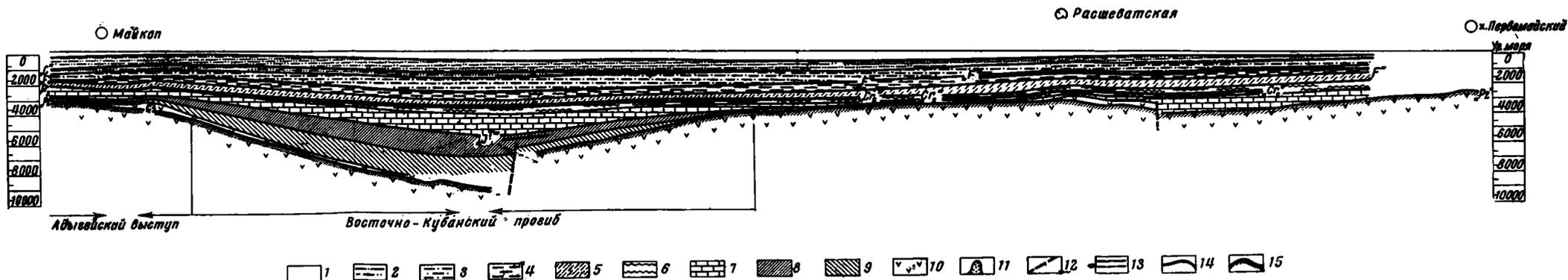


Рис. 6. Геолого-геофизический разрез по линии хутор Первомайский — Расшеватская — Майкоп

1 — антропоген + плиоцен; 2 — миоцен; 3 — нижний миоцен + олигоцен; 4 — эоцен; 5 — палеоцен; 6 — верхний мел; 7 — нижний мел; 8 — юра; 9 — триас; 10 — палеозой; 11 — палеозойская интрузия; 12 — разлом; 13 — стратиграфические границы; 14 — отражающие сейсмические горизонты; 15 — преломляющая граница «Р2» по данным КМПВ

Азово-Кубанская впадина по своим размерам и характеру тектонических форм, осложняющих ее, должна быть отнесена к структурам высшего порядка, так как в состав ее, как мы увидим ниже, входят структуры I и II порядков.

На структурно-тектонической карте (рис. 1), отражающей в основном современный структурный план верхнемеловых отложений (сантон), за исключением территории Западно-Кубанского прогиба, где структурные построения выполнены по сейсмическому горизонту, отнесенному к чокракским отложениям, Азово-Кубанская впадина ограничена с севера выступом Украинского кристаллического щита, на северо-востоке ответвлением Манычского прогиба; на востоке Азово-Кубанская впадина сочленяется с Ставропольским сводом, а на юге — ограничена горной складчатой системой Большого Кавказа.

Западное ограничение Азово-Кубанской впадины точно не установлено. Однако можно полагать, что оно проходит в районе Ново-Царицынского выступа и восточного окончания Тарханкутского вала в Крыму. Общая площадь Азово-Кубанской впадины составляет около 150 тыс. км².

По морфологическим особенностям в Азово-Кубанской впадине выделяются восемь основных тектонических элементов:

1. Индо-Кубанский (в пределах Западного Предкавказья — Западно-Кубанский) передовой прогиб; 2. Адыгейский выступ; 3. Тимашевская ступень; 4. Белогорско-Березанский макровал (в пределах Западного Предкавказья — Ейско-Березанский вал); 5. Причерноморско-Кубанский прогиб (в пределах Западного Предкавказья — Восточно-Кубанский прогиб); 6. Екатеринбургский структурный выступ; 7. Калниболотский структурный выступ и 8. Сальский вал.

Вышеперечисленные крупные структурные элементы, за исключением Западно-Кубанского прогиба; относятся к платформенной области и имеют разновозрастной фундамент.

ЗАПАДНО-КУБАНСКИЙ ПРОГИБ

а) Южный борт. Кавказский мегантиклинорий ограничен с севера передовым (предгорным) прогибом, названным Западно-Кубанским. Данные гравиметрических и сейсмических исследований позволяют считать, что западное окончание Индо-Кубанского прогиба расположено в Крыму и граничит с субмеридиональным Ново-Царицынским выступом.

Южная граница прогиба проходит несколько севернее выходов меловых пород на северном склоне Кавказа и ограничена крупным Ахтырским региональным разломом, прослеживающимся вдоль всего южного борта; северная — вдоль полосы крутого погружения миоценовых пород в южном направлении, четко намечающейся как на карте, построенной по сейсмическим данным, так и по материалам гравиметрической съемки. Крутое погружение осадочного комплекса пород выражается в виде флексуорообразного строения северного борта прогиба, обязанного, по видимому, глубинному разлому в более древних слоях земной коры. Положение предполагаемого разлома в плане показано на карте (см. рис. 1). Северная граница Западно-Кубанского прогиба ориентирована по линии станиц Степная — южнее станиц Медведовская и Платнировская — юго-восточнее Тшицкого водохранилища, после чего меняет направление на субмеридиональное в районе к западу от г. Белореченска, чем определяет западное крыло Адыгейского выступа. Таким образом, очерчивается глубокий прогиб больших размеров — свыше 200 км по большой оси и 100 км по малой, в пределах суши. Ось прогиба проходит от г. Темрюка через г. Краснодар на станицу Тверскую. Мощность осадочных отложений в нем составляет, по данным КМПВ, 12—15 км. Наиболее погруженной его частью является район Керченского пролива.

Южный (внутренний) борт прогиба имеет меньшую ширину и осложнен многочисленными складками, группирующимися в ряд антиклинальных зон. Степень дислоцированности пород уменьшается как в восточном, так и в северном направлении.

По своему строению антиклинальные складки южного борта прогиба, относимые нами к категории геосинклинальных, можно разделить на три основных типа. К первому типу относятся диапировые складки Та-

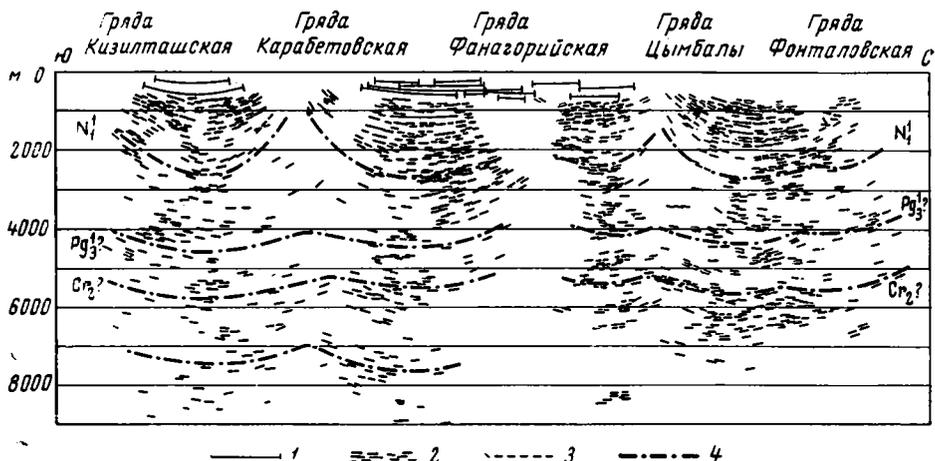


Рис. 2. Сейсмический разрез Таманского полуострова (по В. М. Косову)

мани с ядрами протыкания, сложенными майкопскими отложениями. Крутые углы падения ($60-70^\circ$) на крыльях сменяются более пологими в синклиналях (Пустильников, 1957; Шарданов, Пекло, 1959). Границей развития этих складок на востоке является станица Джигинская. Некоторые антиклинали, примыкающие к восточному окончанию Таманского полуострова, имеют утоненные своды, увеличенную мощность майкопской серии, но без ядер протыкания (Кудако-Киевская, Кеслеровская складки, Медовский купол и др.).

В последнее время сейсмическими исследованиями получены дополнительные данные, указывающие на то, что породы эоценового и более древнего возраста не принимают участия в диапиризме, а смяты в пологие антиклинальные складки с благоприятными структурными условиями для образования и сохранения газонефтяных залежей при благоприятной литофациальной обстановке (рис. 2).

Простирание складок Таманского полуострова северо-восточное, в отличие от северо-западного простирания, характерного для складок собственно южного борта Западно-Кубанского прогиба. Складки группируются в протяженные антиклинальные зоны (15—25 км), разделенные узкими синклиналями.

И. М. Губкин выделил на Тамани следующие антиклинальные зоны: 1. Мыса Каменного, расположенного в северо-западной части полуострова; 2. Фонталовскую; 3. Цимбалы; 4. Фонагорийскую; 5. Карабетовскую.

Впоследствии А. Н. Шардановым (1960) были выделены еще четыре зоны: 6. Зона горы Зеленского, 7. Кизилташская зона, 8. Ереминская, 9. Благовещенская.

На южном окончании Таманского полуострова, в пределах акватории Черного моря в 1963 г. трестом «Краснодарнефтегеофизика» (Р. А. Лупыр) выполнены детальные сейсмические исследования МОВ с целью изучения строения подводного продолжения зон таманской и кавказской складчатости. В результате этих работ прослежено западное продолжение Семисамской антиклинали, окончание которой, вероятно,

находится под водами Черного моря. Эта складка, по-видимому, является элементом обширного структурного выступа, расположенного западнее г. Анапы. Анапский структурный выступ с севера ограничен протяженной синклинальной зоной, состоящей из отдельных локальных синклиналей. В восточной части этой зоны выявлена структура Витязевская-морская, свод которой расположен в 12 км, от берега.

Севернее указанной синклинальной зоны, юго-западнее Кизилташского лимана, на протяжении 40 км в море прослежена известная в пределах суши Благовещенская антиклинальная зона, в которую входят Рифовая и Пионерская антиклинальные складки, выявленные сейсморазведкой в 1963 г., и причлениющаяся к северному крылу последней Корабельная структура. Благовещенская антиклинальная зона с севера ограничена ярко выраженной синклинальной зоной.

Западнее лимана Бугазского, недалеко от берега, расположена антиклинальная складка Бугазская-морская, являющаяся последней к западу структурой Ереминской антиклинальной зоны.

На западном продолжении Кизилташской антиклинальной зоны выявлена крупная складка банки Южной и отмечено поднятие Маячное.

Общим для складок Ереминской, Кизилташской и антиклинальной зоны г. Зеленского является типично диапировый характер их строения. Что касается структур, входящих в состав Благовещенской зоны, то все они являются криптодиапировыми.

Таким образом, сейсмическими исследованиями на дне Черного моря прослежено дальнейшее развитие в юго-западном направлении ряда антиклинальных зон Таманской складчатой системы. Благовещенская антиклинальная зона является, по-видимому, переходным элементом между таманской складчатостью и северо-западным погружением Кавказского мегантиклинория, а Анапский структурный выступ соответствует, вероятно, западному продолжению последнего. Здесь намечается замыкание мегантиклинория Большого Кавказа и условно очерчивается его западное периклинальное окончание. Эти выводы представляют большой теоретический и практический интерес. Однако для их уточнения необходимо дальнейшее накопление фактического материала.

Положение Таманско-Керченской складчатой системы в современном структурном плане осадочного чехла до последнего времени не было установлено. Одни исследователи относят ее к краевому прогибу (Коротков, 1957; Хаин, 1953), другие — к внутренним частям Кавказско-Крымской геосинклинали (Пустильников, 1957; Шарданов, 1960).

Было высказано также мнение (Гроссгейм и др., 1958), что Таманско-Керченская складчатая система интенсивных неогеновых погружений лежит в поперечном наложенном прогибе между Большим Кавказом и Горным Крымом, являющимся как бы ответвлением Индо-Кубанского передового прогиба. Накопленный к настоящему времени геофизический материал позволяет уточнить существующие представления о положении Таманско-Керченской системы складок.

Рассматривая структурно-тектоническую карту можно видеть, что складки Таманского полуострова меняют свое простираие от субширотного на юго-западное — почти субмеридиональное, окаймляя западную периклиналь мегантиклинория, как это имеет место на его юго-восточном окончании, в пределах Апшеронского полуострова. Увеличенные мощности пород майкопской серии обязаны, по-видимому, домайкопскому разлому, в результате которого западная периклиналь оказалась опущенной. В связи с этим образовалась подвижная область, которая и обусловила формирование диапировой тектоники в условиях развития высокопластичных глин майкопской серии и образование грязевых вулканов. Положение этого разлома можно провести к югу от станиц Джигинской и Благовещенской. Вероятно, это продолжение Ахтырского регионального разлома в западном — юго-западном направлении. Если

допустить наличие разлома восточнее Джигинской (Шарданов, 1960, 1961) и разлома, отмеченного сейсморазведкой в юго-западной приосевой части Западно-Кубанского прогиба, то образуется система глубинных разломов, определившая опускание западной периклинали Кавказского мегантиклинория. Таким образом, здесь, видимо, имело место опускание Таманского полуострова, являющегося составной частью северо-западного погружения Кавказа. Следовательно, Таманско-Керченская система складок является частью внутреннего крыла Индоло-Кубанского прогиба.

Изучением геологического строения южного борта Западно-Кубанского прогиба занимались многие исследователи. Одни расчленяли южный борт прогиба по типу складчатости, основным критерием которой являлась современная морфология складок (Пустильников, 1957₁), другие учитывали генетические признаки (Шарданов, 1960, 1961; Шарданов, Пекло, 1959). Все исследователи отмечали зональность в группировке складок. Было установлено, что строение складок усложняется с востока на запад и упрощается с юга на север.

А. Н. Шарданов (1960, 1961) вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба выделяет две антиклинальные зоны: южную — Азовскую и северную — Калужскую.

Выделение вышеуказанных зон недостаточно обосновано, так как они объединяют складки, территориально разобщенные, неодинакового генезиса, различные по типу и морфологии, а также по комплексу пород, охваченных складчатостью.

Сейсмическими исследованиями последних лет установлено, что севернее так называемой Азовской антиклинальной зоны развита еще одна погребенная антиклинальная зона, в строении которой принимает участие тот же комплекс пород.

По имеющимся сейсмическим разрезам выделяется трансгрессивно залегающий комплекс майкопа — плиоцена, погружающийся в северном направлении. Мощность всей трансгрессивной серии колеблется в широких пределах. Залегающая под ней толща пород, относится к другому структурному этажу. Под трансгрессивным комплексом пород, погружающимся к северу, подстилающие породы наклонены в противоположную сторону, т. е. к югу (Пустильников и др., 1965). Такое залегание слоев соответствует южным крыльям ряда погребенных размытых поднятий, составляющих антиклинальную зону в нижнем структурном этаже.

Выявленная новая погребенная Крымско-Северская антиклинальная зона прослеживается в полосе около 60 км от г. Крымска на западе до станции Северной на востоке (Пустильников и др., 1965).

Новые данные о глубинной тектонике получены на далеком северном погружении Ново-Дмитриевской складки в районе станции Афипской. Здесь сейсмическими исследованиями на глубине 4,5—5 км впервые выявлен крупный положительный структурный элемент северо-западного простирания с амплитудой около 300 м. В западной приосевой его части оконтурена Западно-Афипская складка. В складкообразовании принимают участие породы с глубины 4000 м и ниже. Выявленный структурный элемент является, вероятно, частью погребенной складчатой зоны, отмеченной сейсмическими исследованиями севернее станции Абинской и протягивающейся до г. Крымска. Эта погребенная зона может оказаться краевым поднятием, осложняющим южный борт Западно-Кубанского прогиба.

Охарактеризованные выше складки, объединенные в Азовскую, Крымско-Северскую и Калужскую антиклинальные зоны, за исключением Ново-Дмитриевской и Северо-Ахтырской антиклинальных складок, имеют общие черты строения и должны быть отнесены ко второму типу складок.

Третий тип структурных форм — это спокойные, слабо нарушенные антиклинали, в строении которых принимает участие почти весь осадочный комплекс пород, за исключением пород плиоценового возраста, залегающих моноклиналино (Ново-Дмитриевская, Калужская, Восточно-Калужская и другие антиклинали).

Антиклинали всех трех типов ограничены ярко выраженными синклиналями. И только некоторые осложненные участки, как например Калужская или Восточно-Калужская складки, слабо отчленены от южной полосы моноклиналиного залегания пластов.

На юго-восточном окончании южного борта прогиба локальные структурные формы в третичных отложениях отсутствуют. Здесь наблюдается лишь террасовидные осложнения фораминиферовых слоев, а в майкопских отложениях отмечаются, по данным сейсморазведки и глубокого разведочного бурения, внутриформационные выклинивания, соответствующие линзовидному залеганию песков в средней части майкопской серии.

Породы мелового возраста в этой части южного борта смяты в пологие складки.

Отличительной особенностью складок южного борта Западно-Кубанского прогиба, формировавшихся в обстановке геосинклиналиного режима, является их сильная нарушенность разрывами, линейность в расположении складок, непрерывность их развития в складчатой зоне, одинаковая степень развития антиклиналей и синклиналей и большая мощность надпалеозойского комплекса пород.

б) Внутренняя или центральная зона Западно-Кубанского прогиба характеризуется максимальным накоплением осадков кайнозойского возраста. В этой части прогиба отчетливо намечается несколько продольных тектонических зон. Южная из них — Адагумо-Афипская синклиналиная зона непосредственно сочленяется с южным бортом Западно-Кубанского прогиба. В наиболее глубокой части ее отложения миоцена имеют мощность более 1500 м, залегая на глубине 3500 м.

Адагумо-Афипская синклиналиная зона относится к системе внутреннего геосинклиналиного борта и состоит из отдельных синклиналей. С севера Адагумо-Афипская синклиналиная зона граничит с Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоной, формирование которой обусловило расчленение Западно-Кубанского прогиба на две депрессионные зоны: Адагумо-Афипскую и Славянско-Рязанскую.

Предполагалось, что Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона развивалась на северо-западном погребенном продолжении шовной структуры Передового хребта Центрального Кавказа (Брод, 1959; Коротков, 1957). В связи с этим проводилась аналогия между этой антиклинальной зоной и Терской и Сунженской антиклинальными зонами Терского передового прогиба. Считалось, что Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона не только занимает аналогичное положение внутри Западно-Кубанского прогиба, но и, возможно, является унаследованной по отношению к позднегерцинским поднятиям, как это предполагалось для системы Терского и Сунженского антиклинорий. Различие усматривалось лишь в том, что Терская и Сунженская антиклинальные зоны отчетливо выражены орографически благодаря молодым, движениям, в то время как Анастасиевско-Краснодарская зона поднятий является погребенной, причем складки, осложняющие эту зону, имеют не гребневидный характер, как их восточно-кавказские аналоги, а являются пологими. Самая западная Курчанская антиклиналь больше похожа на структуры Терского и Сунженского хребтов и отчетливо проявляется на поверхности; причиной этого является диапризм майкопской толщи, который влияет также на морфологию складок Передовых хребтов Восточного Предкавказья. К востоку от Курчанской

антиклинали нагрузка на майкопскую серию была, по-видимому, недостаточной для проявления диапиризма. Кроме того, в миоцене эта часть Анастасиевско-Краснодарской зоны была вовлечена в погружение почти в той же степени, что и смежные синклиналильные зоны — Адагумо-Афипская и Славянско-Рязанская. Однако в последнее время получены новые данные о строении разреза домиоценовых отложений в пределах Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны.

На Анастасиевско-Троицкой складке осадочный комплекс пород деформирован неодинаково. По степени и характеру дислоцированности пород представляется возможным выделить четыре структурных этажа.

I структурный этаж охватывает плиоцен-миоценовые породы (до 2500—3000 м), смятые в брахиантиклинальную складку;

II структурный этаж (3500—5500 м) — майкопские отложения с криптодиапировым строением;

III структурный этаж (5500—6500 м) охватывает эоцен-палеоценовые отложения, которые дислоцированы в пологую антиклиналь;

IV структурный этаж (6500—8000 м) — породы мезозоя, структурный план которых резко отличен от структурного плана вышележащих пород.

А именно, залегание пород мезозоя не отражает существования Адагумо-Афипской и Славянско-Рязанской синклиналильной зон как обособленных отрицательных элементов, и Западно-Кубанский прогиб в мезозойских породах в своей приосевой части не осложнен Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоной. Такое тектоническое взаимоотношение между породами мезозойского возраста и вышележащими прослежено на Троицкой и Мингрельской структурах. Однако здесь, в отличие от Анастасиевской складки, майкопская серия не подвержена влиянию диапировой тектоники. В остальном на этих складках также наблюдается ослабление дислокации пород с глубиной до полного исчезновения складок в мезозойских отложениях.

Таким образом, едва ли можно проводить аналогию между условиями развития Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны и передовыми складками северо-восточного Предкавказья, так как генезис их совершенно различный.

Севернее Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны располагается глубокая Славянско-Рязанская синклиналильная зона, к которой приурочена наибольшая мощность молодых отложений.

в) Северный борт прогиба имеет большую ширину, чем южный, а строение его значительно проще. В средней своей части породы миоцена и более древние флексуобразно изогнуты, образуя структурный уступ с большим градиентом падения пластов в южном направлении, что обязано, по-видимому, наличию глубинного разлома в древнем комплексе пород (вероятнее всего, в докембрийском фундаменте).

На фоне моноклинального склона северного борта Западно-Кубанского прогиба выделяется ряд пологих складок.

Структуры, осложняющие внутреннюю зону и северной борт Западно-Кубанского прогиба, по своим морфологическим особенностям и условиям возникновения следует отнести к промежуточному типу складчатости.

Отличительными особенностями описываемых структурных форм являются большая мощность надпалеозойского комплекса пород, расплывчатые очертания структур и то, что отчетливо выражены только антиклинали, а синклинали слабо развиты и носят остаточный характер. Поднятия пологие, размеры их относительно небольшие (структуры Петровская, Фрунзенская и др.).

В строении этих поднятий принимают участие породы миоцена и иногда верхнего палеогена. Плиоценовые породы и породы древнее верхнего палеогена не дислоцированы и залегают моноклинально.

Антиклинали Анастасиевская, Троицкая, Мингрельская и другие, расположенные во внутренней зоне Западно-Кубанского прогиба, сложены породами плиоцена, миоцена и частично верхнего палеогена, причем стратиграфический объем комплекса дислоцированных пород уменьшается в восточном направлении. В то же время для антиклиналей, расположенных на южном окончании северного борта, объем пород, захваченных тектоническими процессами, уменьшается в северном направлении.

Наблюдаемое несоответствие между структурными планами отдельных стратиграфических комплексов пород можно объяснить тем, что в области развития структурных форм промежуточного типа складкообразование происходило на протяжении всего миоцена. Поэтому верхнепалеогеновые и миоценовые породы оказались дислоцированными, а более древние образования, являющиеся жестким основанием для вышележащих осадков, практически не реагировали на подвижки, происходившие позднее.

Формирование Западно-Кубанского прогиба происходило в течение длительного времени (начиная с триаса?), а максимальное его прогибание и накопление осадков было в основном завершено в миоценовое время. Вслед за тем произошло выполнение этого прогиба более молодыми осадками, причем верхние слои их залегают почти горизонтально.

Мощность осадков в наиболее прогнутой части, по данным КМПВ, составляет примерно 12—15 км. Возраст складчатого основания неизвестен,— возможно, оно является палеозойским (рис. 3).

г) Адыгейский структурный выступ. С юго-востока Западно-Кубанский прогиб ограничен Адыгейским структурным выступом, сформировавшимся в течение мезозойского и крайнозойского времени. На фоне этого выступа развиты Майкопская, Кубанская, Кужорская, Костромская, Южно-Костромская и другие пологие брахиантиклинальные складки, образующие единую антиклинальную зону.

Адыгейский выступ нельзя считать краевым поднятием платформы, поскольку он не ограничивает с севера передовой прогиб, а разделяет его совместно с Каневско-Березанским валом на два прогиба— Восточно-Кубанский и Западно-Кубанский (рис. 4). Западный склон этого поднятия выражен более четко, чем восточный, постепенно сливающийся с моноклиной.

Адыгейское поперечное поднятие в олигоцене, раннем и среднем миоцене почти совершенно перестает ощущаться и превращается в погребенное поднятие; Восточно-Кубанский прогиб сливается с Западно-Кубанским. Однако вскоре Восточно-Кубанский прогиб замыкается; верхний миоцен в нем представлен лишь относительно маломощными осадками верхнего сармата и меотиса. В плиоцене и антропогене вновь несколько оживляются поперечные структуры, однако амплитуда воздымания Адыгейского выступа оказалась недостаточной, чтобы он мог отразиться в современном структурном плане этих отложений.

Складки, осложняющие Адыгейский структурный выступ, также относятся к структурам промежуточного типа. Здесь местами наблюдается несоответствие между структурными планами отдельных стратиграфических комплексов пород. Так, например, в пределах Костромской и Южно-Костромской антиклиналей наблюдается несоответствие между структурой мезозойских и третичных пород. Отмечено, что породы юрского возраста залегают моноклиinally, нижнемеловые отложения образуют структурный выступ, а верхнемеловые и третичные образуют антиклинальную складку.

На Адыгейском структурном выступе формирование складчатости началось в послепюрьское время и продолжалось на протяжении мелового периода и кайнозойской эры.

Впервые наиболее полную схему тектоники эпигерцинской (Скифской) платформы предложил М. В. Муратов (1949). В пределах северного (платформенного) борта Азово-Кубанской впадины им были выделены Ейский прогиб и Челбасское поднятие. Впоследствии автор (Пустильников, 1957₁) в платформенной области по данным геофизических исследований выделил Ейско-Березанский, Калниболотский, Сальский валы и Восточно-Кубанский прогиб. В это же время В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов предложили выделить Тихорецко-Кропоткинскую впадину, являющуюся не чем иным, как восточным продолжением Ейского прогиба М. В. Муратова.

Ейско-Березанский вал, в связи с тогдашним состоянием геофизической изученности, выделялся как собирательное понятие, так как он объединял структуры Каневско-Березанской антиклинальной зоны со структурами Ясенско-Щербиновской и Старо-Минско-Ленинградской зон, располагающихся в Ейском прогибе. В своих последующих работах автор, в связи с накоплением геофизических данных и материалов глубокого разведочного бурения, уточнил эту тектоническую схему и выделил Тимашевскую ступень, Каневско-Березанскую антиклинальную зону, Копанскую синклиналь, Ясенско-Ленинградскую антиклинальную зону, Ирклиевскую синклиналь, Старо-Минско-Павловскую зону, Екатерининский выступ, Сальский вал и Восточно-Кубанский прогиб.

М. С. Бурштар (1960) на своей последней тектонической карте Ейско-Березанский вал выделяет под названием Ейско-Березанского свода.

В настоящее время накоплен большой объем геофизических материалов и результатов разведочного бурения, позволяющий дать более точное представление о тектонике Предкавказской плиты.

Тимашевская ступень. Структурный уступ, соответствующий северному борту Западно-Кубанского прогиба, к северу выполаживается и переходит в Тимашевскую ступень. По геофизическим исследованиям, осадочный комплекс погружается в южном направлении как в пределах суши, так и на акватории Азовского моря. На Тимашевской ступени известны только три складки: Медведовская, Платнировская и Беляевская. Это складки платформенного типа, в строении которых принимают участие нижнепалеоценовые и меловые породы, а вышележащий комплекс отложений залегает моноклинально.

Вполне вероятно, что кроме вышеуказанных поднятий будут обнаружены еще структуры, которые совместно с известными составляют передовое поднятие платформы.

Белогорско-Березанский (Каневско-Березанский) макровал. Тимашевская ступень на севере сочленяется с Каневско-Березанским валом, в состав которого входят Бейсугская, Каневская, Восточно-Каневская, Челбасская, Коржинская, Сердюковская, Березанская, Усть-Лабинская и Некрасовская складки.

По данным геофизических исследований, Каневско-Березанский вал имеет свое дальнейшее продолжение в западном направлении под водами Азовского моря, сочленяясь на юго-западе с Ново-Царицынским структурным выступом. В связи с этим правильнее будет называть эту крупную структурную форму первого порядка Белогорско-Березанским макровалом, оставив название Каневско-Березанский вал для предкавказской части Скифской плиты. Общие размеры макровала в длину составляют 400 км.

В центральной своей части Белогорско-Березанский макровал имеет субширотное простираение, меняя его на субмеридиональное в юго-восточной и юго-западной частях.

С севера и юга Белогорско-Березанский макровал ограничен разломами в палеозойском (?) фундаменте, прослеженными сейсмическими исследованиями КМПВ. Эти разломы обусловили приподнятое положение макровала по отношению к структурам, ограничивающим его с юга и севера. Южный разлом приурочен к резкому переходу от зоны поднятий Скифской плиты к зоне погружения Западно-Кубанского прогиба, где градиент движений был особенно значителен.

Вышеперечисленные структуры, осложняющие вал, располагаются в приразломной зоне, что предопределило крутой наклон северных и восточных крыльев.

В течение длительного времени считалось, что на значительной части Предкавказской плиты нижнемеловые отложения подстилаются породами палеозойского фундамента. В действительности оказалось, что под осадочным чехлом развит комплекс пород, в состав которых входят отложения триаса и юры. Верхнетриасовые породы вскрыты в скважинах на Бейсугской, Каневской, Челбасской, Березанской и других площадях. Породы среднеюрского возраста вскрыты на Сердюковской и Некрасовской структурах.

Вскрытая мощность этой толщи на Сердюковской площади составляет 750 м.

В литологическом отношении значительная часть этих осадков представлена аргиллитами. Встречаются прослои слабометаморфизованных песчаников и алевролитов с включениями карбонатных пород. Широко развиты эффузивные породы (Аладатов, 1962, 1964). Породы палеозойского возраста в пределах Белогорско-Березанского макровала не вскрыты. Формирование макровала в целом, а также структур третьего порядка началось в раннемезозойское время и продолжалось вплоть до олигоцена. Более молодые образования в складчатости не участвуют и залегают моноклиinallyно.

Структуры, осложняющие Каневско-Березанский вал, имеют большие размеры — 15—20 км по большой оси и 8—10 км по малой, углы падения нижнемеловых отложений составляют 3—5°, здесь же развиты структуры меньших размеров, морфологически слабее выраженные.

ПРИЧЕРНОМОРСКО-КУБАНСКИЙ (ВОСТОЧНО-КУБАНСКИЙ) ПРОГИБ

Как уже указывалось ранее, в пределах Предкавказской части платформы рядом исследователей (Муратов, 1955; Шарданов, 1961; Шарданов, Пекло, 1959) кроме положительных крупных структурных форм выделяются и отрицательные крупные геоструктурные элементы, основными из которых являются: Ейский прогиб, Тихорецко-Кропоткинская впадина и Восточно-Кубанский прогиб.

М. В. Муратов под Ейским прогибом понимал обширную структуру, включающую и Тихорецко-Кропоткинскую депрессионную зону.

М. Ф. Мирчинк, Н. А. Крылов, А. И. Летавин и Я. П. Маловицкий (1963) сужают понятие о Ейском прогибе, ограничивая его по меридиану Ленинградской складки. Таким образом, эти исследователи приходят к выводу, что Тихорецко-Кропоткинская депрессионная зона соответствует восточной части Ейского прогиба, выделенного М. В. Муратовым (1949). В южной части Тихорецко-Кропоткинская впадина совпадает с Тихорецко-Кропоткинской мульдой М. С. Бурштара (1960).

Под Восточно-Кубанским прогибом, впервые выявленным по данным геофизических исследований (Пустильников, 1957₁), первоначально понималась область междуречья Лабы и Кубани, охватывающая на юго-востоке известную по геологическим данным Беломечетскую синклиналь, а на северо-западе Зеленчукскую и Воздвиженскую мульды.

Однако анализ накопленного за последнее время материала позволяет расширить понятие о Восточно-Кубанском прогибе и уточнить его местоположение в общем структурном плане Предкавказской плиты.

Исходя из мощностей надмезозойского комплекса пород, меловых отложений и промежуточной толщи, изменяющихся в широких пределах, устанавливается, что на южном погружении Украинского кристаллического массива и юго-восточнее его по направлению к Беломечетской синклинали сформировался крупный платформенный прогиб, ду-

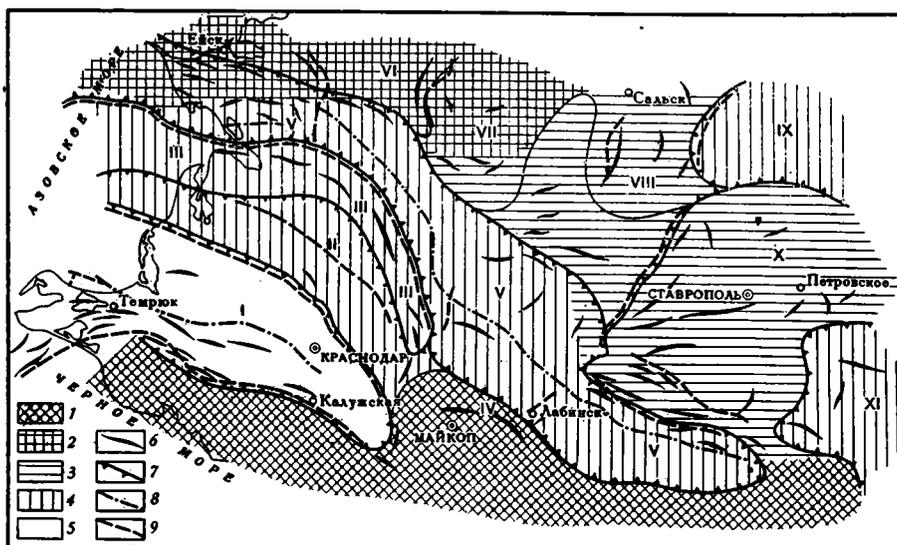


Рис. 5. Тектоническая схема Западного и Центрального Предкавказья. Составил М. Р. Пустильников (1964)

Структуры I порядка: I — Индоло-Кубанский (Западно-Кубанский) передовой прогиб, II — Тимашевская ступень, III — Белогорско-Березанский (Каневско-Березанский) макровал, IV — Адыгейский выступ, V — Причерноморско-Кубанский (Восточно-Кубанский) платформенный прогиб, VI — Еблатериновский выступ, VII — Калининский выступ, VIII — Сальский вал, IX — Маньчский платформенный прогиб, X — Ставропольский свод, XI — Терско-Кумский платформенный прогиб; 1 — Мегантиклинорий Большого Кавказа, 2 — чехол с докембрийским фундаментом, 3 — чехол с палеозойским фундаментом; 4 — область развития промежуточной толщи (J+T), 5 — возраст фундамента не установлен, 6 — антиклинальные зоны — крупные складки — простые вали, 7 — границы крупных структур I порядка, 8 — оси прогибов, 9 — предполагаемые разломы в фундаменте

гообразно окаймляющий с севера Белогорско-Березанский макровал, На западе этот прогиб сливается с Причерноморским прогибом и вместе с ним образует единую структуру первого порядка.

Поперечной Ново-Минско-Канеловской антиклинальной зоной, возникновение которой обязано разлому в фундаменте, прогиб делится на две части: западную — Причерноморскую и восточную — Восточно-Кубанскую. В целом же этот прогиб как единый геоструктурный элемент правильно будет именовать Причерноморско-Кубанским прогибом.

Западнее Ново-Минско-Канеловского разлома на северном борту прогиба осадочные породы залегают на докембрийском фундаменте, а в остальной части прогиба, за исключением Кропоткинской антиклинальной зоны, где известны палеозойские отложения, осадочный комплекс пород подстилается толщей (триас-юра). Вопрос об отнесении пород триасово-юрского возраста к осадочному чехлу или фундаменту до настоящего времени окончательно не выяснен (рис. 5).

Южный борт Причерноморско-Кубанского прогиба проходит по северному склону Белогорско-Березанского макровала и северному борту Адыгейского выступа, а далее в юго-восточном направлении приобретает широтное простирание, примыкая к западному склону Минераловодского выступа.

Северный борт прогиба в пределах Краснодарского края проходит севернее Воронцовской, Старо-Минско-Павловской и Кропоткинской

антиклинальных зон, сочленяясь на юго-востоке с Армави́ро-Невинно-мысским валом, осложняющим южную часть Ставропольского свода.

В юго-восточной части северного борта (южный склон Армави́ро-Невинномысского вала), а также в северо-западной (северное крыло Старо-Минско-Ленинградской антиклинальной зоны), по данным геофизических исследований, отмечаются разломы в фундаменте. Простирание прогиба северо-северо-западное, а размеры его по верхнемеловым отложениям составляет около 400 км по большей оси и 100 км по малой.

Причерноморско-Кубанский прогиб в предкавказской части Скифской плиты осложнен положительными и отрицательными структурами второго и третьего порядка.

К структурам второго порядка следует отнести Копанскую синклиналь, Должанско-Щербиновскую антиклинальную зону¹, Симоновскую синклинальную зону, Воронцовскую антиклинальную зону, Ново-Минско-Канеловскую антиклинальную зону в ее южной части, Старо-Минско-Павловскую антиклинальную зону, Ирклиевскую синклинальную зону, Зеленчукскую мульду и т. п.

Структуры третьего порядка, составляющие антиклинальные зоны западнее Ново-Минско-Канеловской антиклинальной зоны, отличаются тем, что они опущены по сравнению с известными структурами, расположенными южнее и севернее этих зон. Это и понятно, так как они расположены в прогибе. Эти структуры (Ясенская, Щербиновская, Кухаревская и др.) имеют субширотное простирание и представляют собой узкие брахиантиклинальные складки значительных размеров — 15×3 км с амплитудой до 100 м. Здесь же развиты и структуры небольших размеров и амплитуды.

Восточнее Ново-Минско-Канеловского разлома в северной прибортовой части прогиба располагается Старо-Минско-Павловская антиклинальная зона, состоящая из Старо-Минской, Ленинградской, Восточно-Ленинградской антиклинальных складок и Павловского структурного выступа. Первые три складки являются, по-видимому, единой структурой, осложненной пятью вершинами. Общие размеры ее составляют 45×4 км с амплитудой более 100 км.

В северо-западной приосевой части собственно Восточно-Кубанского прогиба расположены Крыловская и Леушковская антиклинальные зоны, состоящие из ряда малоамплитудных поднятий (25—30 м) небольших размеров (Северо-Крыловская и др.).

В центральной наиболее прогнутой своей части прогиб осложнен Темирговецкой антиклинальной зоной, разделяющей здесь прогиб на две части, соответствующие наиболее погруженным участкам (Зеленчукская и Воздвиженская мульды) с отметками по верхнемеловым отложениям 3750 и 4000 м. Далее на юго-восток оконтуривается Советская синклиналь, северо-западнее и юго-восточнее которой развиты Ново-Алексеевская и Южно-Советская антиклинальные складки.

В восточной приосевой части прогиба известны такие структуры, как Чайкинская, Евсеевская и Ровненская. Последние два поднятия осложняют Беломечетскую синклиналь, которая на востоке является замыкающим звеном в системе отрицательных структурных форм, выделяющихся во внутренней зоне Восточно-Кубанского прогиба. Южный борт прогиба построен просто. Здесь, по данным сейсмических исследований, известна одна антиклинальная складка — Лабинская.

Более сложно построенным в настоящее время представляется северный борт, где выделяются Кропоткинская и Старо-Минско-Павловская антиклинальные зоны.

¹ Антиклинальные зоны, выделяемые в Предкавказской части эпигерцинской платформы, являются аналогами валов Русской платформы.

По типу складчатости структуры Причерноморско-Кубанского прогиба относятся к платформенным. Заложение этого прогиба произошло в доюрское время, об этом убедительно говорит огромная мощность триасовых отложений, вскрытых в скв. № 45 Старо-Минская. Вплоть до олигоцена он развивался как чисто платформенный прогиб в составе эпигерцинской платформы, не испытывая в альпийском цикле геосинклинального развития.

Анализ структуры и формационного развития прогиба (Пустильников и др., 1964) показывает, что на различных этапах его формирования строение отдельных тектонических элементов испытывало значительные изменения и перестройки. В строении его принимают участие мезо-кайнозойские породы, причем развитие различных стратиграфических комплексов неодинаково.

Характер развития Восточно-Кубанского прогиба определил несоответствие структурных планов между породами мезозоя, палеогена и вышележащими. Это несоответствие заключается в том, что мезозойские отложения и в меньшей степени палеогеновые, до фораминиферовых слоев включительно имеют общую тенденцию воздымания в западном направлении. В то же время породы неогена регионально воздымаются в восточном направлении.

Мощность осадочных пород, выполняющих прогиб в наиболее прогнутой его части, по данным КМПВ составляет 6000—9000 м (рис. 6).

Гипсометрические отметки верхнемеловых отложений (сантон) изменяются от 1800 м в районе Беломечетской синклинали до 4000 м в Воздвиженской мульде, затем снова уменьшаются в северо-западном направлении до 2100 м в Симоновской синклинали, расположенной на Ейском полуострове.

Таким образом, Причерноморско-Кубанский прогиб является структурой первого порядка, располагающейся в теле эпигерцинской платформы и объединяющей ранее выделенные Ейский, Тихорецко-Кропотинский, Восточно-Кубанский и Беломечетский прогибы.

ЕКАТЕРИНОВСКИЙ И КАЛНИБОЛОТСКИЙ СТРУКТУРНЫЕ ВЫСТУПЫ

На южном погружении Русской платформы выделяются два структурных выступа субмеридионального простирания, погружающихся в южном направлении и примыкающих к северному борту Причерноморско-Кубанского прогиба.

Екатериновский структурный выступ с докембрийским основанием расположен между Канеловскими структурами и Калниболотским выступом. По поверхности верхнемеловых отложений в пределах изученной территории размеры его составляют более 50 км в длину. Восточный борт Екатериновского выступа, как и восточный борт Ново-Минско-Канеловской антиклинальной зоны, более крутой, чем западный и имеет флексурообразный характер, отражая существование разлома в фундаменте.

На фоне выступа оконтурены локальные куполовидные поднятия небольших размеров и амплитуды. В строении этих поднятий принимают участие породы мезозоя и низов палеоцена, вышележащие образования залегают моноκлиально.

Калниболотский выступ с запада отделяется от Екатериновского узкой депрессионной зоной, а с востока — Песчанокопской седловиной. Осадочный чехол на преобладающей части выступа подстилается докембрийским фундаментом и только его южное обрамление покоится на палеозойском фундаменте.

На Калниболотском выступе известны куполовидные складки, характеризующиеся небольшими размерами и незначительными ампли-

антиклинальных зон, сочленяясь на юго-востоке с Армави́ро-Невинно-мысским валом, осложняющим южную часть Ставропольского свода.

В юго-восточной части северного борта (южный склон Армави́ро-Невинномысского вала), а также в северо-западной (северное крыло Старо-Минско-Ленинградской антиклинальной зоны), по данным геофизических исследований, отмечаются разломы в фундаменте. Простирание прогиба северо-северо-западное, а размеры его по верхнемеловым отложениям составляет около 400 км по большей оси и 100 км по малой.

Причерноморско-Кубанский прогиб в предкавказской части Скифской плиты осложнен положительными и отрицательными структурами второго и третьего порядка.

К структурам второго порядка следует отнести Копанскую синклиналь, Должанско-Щербиновскую антиклинальную зону¹, Симоновскую синклинальную зону, Воронцовскую антиклинальную зону, Ново-Минско-Канеловскую антиклинальную зону в ее южной части, Старо-Минско-Павловскую антиклинальную зону, Ирклиевскую синклинальную зону, Зеленчукскую мульду и т. п.

Структуры третьего порядка, составляющие антиклинальные зоны западнее Ново-Минско-Канеловской антиклинальной зоны, отличаются тем, что они опущены по сравнению с известными структурами, расположенными южнее и севернее этих зон. Это и понятно, так как они расположены в прогибе. Эти структуры (Ясенская, Щербиновская, Кухаревская и др.) имеют субширотное простирание и представляют собой узкие брахиантиклинальные складки значительных размеров — 15×3 км с амплитудой до 100 м. Здесь же развиты и структуры небольших размеров и амплитуды.

Восточнее Ново-Минско-Канеловского разлома в северной прибортовой части прогиба располагается Старо-Минско-Павловская антиклинальная зона, состоящая из Старо-Минской, Ленинградской, Восточно-Ленинградской антиклинальных складок и Павловского структурного выступа. Первые три складки являются, по-видимому, единой структурой, осложненной пятью вершинами. Общие размеры ее составляют 45×4 км с амплитудой более 100 км.

В северо-западной приосевой части собственно Восточно-Кубанского прогиба расположены Крыловская и Леушковская антиклинальные зоны, состоящие из ряда малоамплитудных поднятий (25—30 м) небольших размеров (Северо-Крыловская и др.).

В центральной наиболее прогнутой своей части прогиб осложнен Темирговецкой антиклинальной зоной, разделяющей здесь прогиб на две части, соответствующие наиболее погруженным участкам (Зеленчукская и Воздвиженская мульды) с отметками по верхнемеловым отложениям 3750 и 4000 м. Далее на юго-восток оконтуривается Советская синклиналь, северо-западнее и юго-восточнее которой развиты Ново-Алексеевская и Южно-Советская антиклинальные складки.

В восточной приосевой части прогиба известны такие структуры, как Чайкинская, Евсеевская и Ровненская. Последние два поднятия осложняют Беломечетскую синклиналь, которая на востоке является замыкающим звеном в системе отрицательных структурных форм, выделяющихся во внутренней зоне Восточно-Кубанского прогиба. Южный борт прогиба построен просто. Здесь, по данным сейсмических исследований, известна одна антиклинальная складка — Лабинская.

Более сложно построенным в настоящее время представляется северный борт, где выделяются Кропоткинская и Старо-Минско-Павловская антиклинальные зоны.

¹ Антиклинальные зоны, выделяемые в Предкавказской части эпигерцинской платформы, являются аналогами валов Русской платформы.

По типу складчатости структуры Причерноморско-Кубанского прогиба относятся к платформенным. Заложение этого прогиба произошло в доюрское время, об этом убедительно говорит огромная мощность триасовых отложений, вскрытых в скв. № 45 Старо-Минская. Вплоть до олигоцена он развивался как чисто платформенный прогиб в составе эпигерцинской платформы, не испытывая в альпийском цикле геосинклинального развития.

Анализ структуры и формационного развития прогиба (Пустильников и др., 1964) показывает, что на различных этапах его формирования строение отдельных тектонических элементов испытывало значительные изменения и перестройки. В строении его принимают участие мезо-кайнозойские породы, причем развитие различных стратиграфических комплексов неодинаково.

Характер развития Восточно-Кубанского прогиба определил несоответствие структурных планов между породами мезозоя, палеогена и вышележащими. Это несоответствие заключается в том, что мезозойские отложения и в меньшей степени палеогеновые, до фораминиферных слоев включительно имеют общую тенденцию воздымания в западном направлении. В то же время породы неогена регионально воздымаются в восточном направлении.

Мощность осадочных пород, выполняющих прогиб в наиболее прогнутой его части, по данным КМПВ составляет 6000—9000 м (рис. 6).

Гипсометрические отметки верхнемеловых отложений (сантон) изменяются от 1800 м в районе Беломечетской синклинали до 4000 м в Воздвиженской мульде, затем снова уменьшаются в северо-западном направлении до 2100 м в Симоновской синклинали, расположенной на Ейском полуострове.

Таким образом, Причерноморско-Кубанский прогиб является структурой первого порядка, располагающейся в теле эпигерцинской платформы и объединяющей ранее выделенные Ейский, Тихорецко-Кропоткинский, Восточно-Кубанский и Беломечетский прогибы.

ЕКАТЕРИНОВСКИЙ И КАЛНИБОЛОТСКИЙ СТРУКТУРНЫЕ ВЫСТУПЫ

На южном погружении Русской платформы выделяются два структурных выступа субмеридионального простирания, погружающихся в южном направлении и примыкающих к северному борту Причерноморско-Кубанского прогиба.

Екатериновский структурный выступ с докембрийским основанием расположен между Канеловскими структурами и Калниболотским выступом. По поверхности верхнемеловых отложений в пределах изученной территории размеры его составляют более 50 км в длину. Восточный борт Екатериновского выступа, как и восточный борт Ново-Минско-Канеловской антиклинальной зоны, более крутой, чем западный и имеет флексурообразный характер, отражая существование разлома в фундаменте.

На фоне выступа оконтурены локальные куполовидные поднятия небольших размеров и амплитуды. В строении этих поднятий принимают участие породы мезозоя и низов палеоцена, вышележащие образования залегают моноклинально.

Калниболотский выступ с запада отделяется от Екатериновского узкой депрессионной зоной, а с востока — Песчанокопской седловиной. Осадочный чехол на преобладающей части выступа подстилается докембрийским фундаментом и только его южное обрамление поκειται на палеозойском фундаменте.

На Калниболотском выступе известны куполовидные складки, характеризующиеся небольшими размерами и незначительными ампли-

тудами (25 м и менее). В строении этих складок принимают участие породы мезозоя. Эти структуры линейно не сгруппированы.

Песчанокопская седловина также осложнена рядом структур третьего порядка. Морфология и строение структур аналогичны структурам, осложняющим Калниболотский выступ. Осадочный чехол подстилается в Песчанокопской седловине палеозойским фундаментом, залегающим на глубинах от 2,5 до 3 км.

Поверхность докембрийского фундамента на Екатериновском выступе залегает на глубинах от 600 м на севере до 1500 м на юге, а на юге Калниболотского выступа погружается до глубины 2700 м.

САЛЬСКИЙ ВАЛ

Сальский вал является последней структурной формой первого порядка, осложняющей на северо-востоке Азово-Кубанскую впадину. Он граничит на западе с Песчанокопской седловиной, на востоке с ответвлением Манычского прогиба, а на юге погружается в депрессионную зону, в состав которой входит Ладовская синклиналичная зона¹.

Осадочные породы на Сальском валу подстилаются палеозойским фундаментом, залегающим на глубинах 2400—2500 м. Верхнемеловые породы вскрыты в пределах глубин 1500—2000 м.

В пределах Сальского вала известен ряд локальных структур: Целинская, Краснополянская и др.

Простирание их субмеридиональное и подчинено общему простиранию вала. Они группируются в антиклинальные зоны, хотя есть и изолированные структуры (Ивановская). Западные крылья структур более крутые, чем восточные и имеют вид флексур. По западным крыльям антиклинальных зон предполагаются разломы в палеозойском фундаменте. В строении структур принимают участие породы мелового и палеогенового возраста.

Отличительной особенностью структур, осложняющих область платформы, является их унаследованность от структурного плана фундамента (независимо от его возраста) при этом формирование структур третьего порядка находится в тесной связи с развитием крупных структурных элементов Предкавказской плиты. Наряду с зональностью в расположении структур широко развиты поднятия, имеющие вид отдельных куполов или брахиантиклиналей, расположенных среди поля моноклинально залегающих пластов. Как правило, активно развитыми являются антиклинали, а синклинали выражены весьма слабо, что обусловлено их малой амплитудой.

В строении всех складок, расположенных в платформенной области, участвуют породы мелового и нижнепалеогенового возраста, а лежащие выше образования залегают моноклинально. В этой области осадочный комплекс пород имеет уменьшенную мощность по сравнению с Западно-Кубанским прогибом.

ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ

Ставропольский свод, располагающийся на территории Центрального Предкавказья, граничит на юге с восточным окончанием Восточно-Кубанского прогиба, на востоке с Терско-Кумским платформен-

¹ Если рассматривать положение последних в современном структурном плане верхнемеловых отложений, то складывается впечатление, что Ладовско-Расшеватскую депрессионную зону вместе с Песчанокопской седловиной следует включить в состав Причерноморско-Кубанского (Восточно-Кубанского) прогиба. В этом случае субширотное простирание Расшеватской антиклинальной зоны и Ладовской синклиналичной зоны не будет казаться аномальным, так как они войдут в состав северного борта прогиба. Гипсометрическое положение верхнемеловых отложений на южном обрамлении Калниболотского выступа в Песчанокопской седловине и Ладовско-Расшеватской депрессионной зоне составляет от 2000 до 2700 м.

ным прогибом, на юго-востоке через Суркульско-Кумскую группу складок он сочленяется с Минераловодским структурным выступом¹, на севере свод ограничен южным ответвлением Манычского прогиба, а на западе соприкасается с платформенной областью Азово-Кубанской впадины.

Впервые Ставропольский свод был выделен А. Д. Архангельским как подземный выступ фундамента. Этот структурный элемент первого порядка имеет субмеридиональное простираение, четко выделяется геоморфологически в современном рельефе, в осадочном чехле и фундаменте. Так например: глубина, на которой вскрыты метаморфизованные породы на Сенгилеевской площади, равна 1100 м; на Северо-Ставропольской — 1475 м; на Ипатовской — 1910 м.

Западный борт Ставропольского свода более крутой, чем восточный и имеет вид флексуры, отражающей, по-видимому, положение глубинного разлома. Такой же разлом имеет место, вероятно, и на его южном борту.

В пределах Ставропольского свода в осадочном чехле (по верхнемоловым отложениям) выделяются структуры второго и третьего порядков. К структурам второго порядка следует отнести Армави́ро-Невинномы́сский (Южно-Ставропольский) вал и Грачевско-Благодарненскую антиклинальную зону.

Армави́ро-Невинномы́сский вал граничит с юго-восточной частью северного борта Восточно-Кубанского прогиба, имеет северо-западное простираение и отличается сложным строением. Общие размеры его в длину составляют 120 км, в ширину — 25 км. В состав этого вала входит Армави́рская, Александровская и другие локальные структуры. С севера, по данным сейсмических исследований, вал ограничен разломом. Таким образом, он является приподнятым элементом по отношению к структурам, граничащим с ним с севера и юга. Наличие разломов на юге и севере обусловило формирование складок в приразломных зонах, их морфологию и линейность в расположении. В связи с этим создается ложное впечатление об их геосинклинальном характере. На самом деле это типично платформенные структуры с утоненным осадочным чехлом и слабо выраженными синклиналями.

В строении складок, осложняющих Армави́ро-Невинномы́сский вал, принимает участие весь осадочный комплекс пород, постепенно выполаживающийся вверх по разрезу. Размеры складок различны: от 20×4 км (Дубовобалковская и Невинномы́сская антиклинали) до 2,0×10 км (Первохерсонская и Барсуковская складки). Амплитуды также колеблются в широких пределах: 150—200 и 25—50 м. Шарнир вала погружается в северо-западном направлении.

С севера Армави́ро-Невинномы́сский вал граничит с Сенгилеевским и Янкульским куполами. Это типично платформенные структуры больших размеров (40×20 км) с расплывчатыми очертаниями. Каждая из этих структур может быть отнесена к структурам второго порядка. Простираение их субмеридиональное.

Егорлыкской синклиналью и Спицевской чашей субширотного простираения с юга ограничивается Грачевско-Благодарненская антиклинальная зона. Простираение зоны субширотное, размеры ее составляют 100×10 км. За исключением Пелагиадинской складки, все структуры, осложняющие эту зону, малоамплитудные — 25—40 м.

К северо-востоку от Пелагиадинской структуры располагается наиболее крупная из локальных структур, осложняющих Ставропольский свод — Северо-Ставропольский купол, имеющий размеры по верхнемоловым отложениям 40—25 км и амплитуду 200—250 м. По данным

¹ Аналогичное сочленение наблюдается между Адыгейским выступом и юго-восточным окончанием Белогорско-Березанского макровала, а также юго-западным окончанием последнего и Ново-Царицынским выступом.

сейсмических исследований, структура имеет две вершины. Простирающиеся купола северо-северо-восточное, близкое к субмеридиональному. Западное крыло более крутое, чем восточное, что соответствует общему флексуобразному строению западного борта Ставропольского свода. Севернее Северо-Ставропольского купола известны Безопасненская, Прилужненская и Тахтинская складки субмеридионального, простираются. Эти складки как и Северо-Ставропольское поднятие, располагаются на западном борту свода в приразломной зоне.

К востоку от Безопасненской складки расположен крупный Кугультинский купол, имеющий расплывчатую форму. Размеры его в верхнемеловых отложениях 20×15 км, амплитуда до 50 м, южнее и восточнее Кугультинского купола развит ряд поднятий небольших размеров и амплитуды: Южно-Кугультинское, Октябрьское, Константиновское и др.

Структуры, осложняющие Ставропольский свод в третичных отложениях, слабо выражены и часто совсем не выражены. Это относится в основном к малоамплитудным структурам. За исключением крупных отрицательных структурных форм (Темнолесская чаша, Егорлыкская синклиналь, Спицевская чаша), активными являются антиклинали, а синклинали носят недоразвитый характер.

Наблюдаемая поперечная и продольная линейность в группировке складок обязана разломам, возникшим в результате крупных поперечных и продольных волн прогибания и воздымания (Брод, 1959).

К востоку от Ставропольского свода располагается Терско-Кумский платформенный прогиб.

Литература

- Аладатов Г. М. О распространении докембрийских, палеозойских, триасовых и юрских отложений в Западном Предкавказье (Ейско-Березанский газоносный район). Тр. Краснодарск. фил. ЦНИИНефть, вып. 10, 1962.
- Аладатов Г. М. Геологическое строение и нефтегазоносность северных районов Западного Предкавказья (Краснодарский край). Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ-Нефть, вып. 13, 1964.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостоптехиздат, 1941.
- Брод И. О. Геологическая оценка перспектив нефтегазоносности Предкавказья. В сб. «Перспективы нефтегазоносности Северного Кавказа и Предкавказья», Гостоптехиздат, 1959.
- Брод И. О., Польстер Л. А., Несмеянов Д. В. Геоструктурное районирование и перспективы нефтегазоносности Предкавказья. Прилож. к Геологии нефти, № 8, 1957.
- Брод И. О., Бурлин Ю. К., Коротков С. Т., Пустильников М. Р., Федоров С. Ф., Шарданов А. Н., Хакимов М. Ю. Азово-Кубанский нефтеносный бассейн. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V, Изд-во АН СССР, 1962.
- Бурштар М. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Причерноморья и Северо-Западного Предкавказья. Геология нефти, № 10, 1957.
- Бурштар М. С. Геология и нефтегазоносность Предкавказья и Крыма. Гостоптехиздат, 1960.
- Гроссгейм В. А., Жабрев И. П., Пустильников М. Р., Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Тектоническое районирование Северо-Западного Кавказа и Предкавказья по геолого-геофизическим данным. В кн. «Тектоника нефтеносных областей», т. II. Гостоптехиздат, 1958.
- Егоян В. Л., Ермаков В. А., Кийко К. И. Об открытии морского верхнего триаса в Ейско-Березанском районе Юго-Западного Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 138, № 6, 1961.
- Коротков С. Т. Новые перспективные газо-нефтяные районы Краснодарского края. Геология нефти, № 2, 1957.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья, Гостоптехиздат, 1963.
- Муратов И. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от Крыма и Кавказа. Сов. геология, № 48, 1955.
- Пустильников М. Р. О тектонике Западного Предкавказья. Советская геология, сб. 57, 1957.
- Пустильников М. Р. Перспективы нефтегазоносности Северо-Западного Предкавказья. Геология нефти, № 3, 1957.

- Пустильников М. Р. Основные черты тектоники Ейско-Березанского газоносного района. Геология нефти и газа, № 8, 1959.
- Пустильников М. Р. Тектоническое районирование Северо-Западного Предкавказья в связи с перспективами газонефтеносности (по данным сейсмических исследований), канд. дисс., М., 1962.
- Пустильников М. Р., Рабкин Я. М. К вопросу о глубинном состоянии Таманского полуострова по данным сейсмических исследований. Сб. «Нефтегазовая геология и геофизика», вып. 11, 1963.
- Пустильников М. Р., Алексин Г. А., Митин Н. Е. Формации Восточно-Кубанского прогиба и их нефтеносность. Геология нефти и газа, № 2, 1964.
- Пустильников М. Р., Корнеев В. И., Крипиевич В. Л. Новые антиклинальные зоны южного борта Западно-Кубанского прогиба по данным сейсмических исследований. Геология нефти и газа, № 2, 1965.
- Хаин В. Е. Новые данные по геологии Предкавказья и их значение для геологии Кавказа. Докл. АН СССР, т. 90, 2, 1953.
- Шарданов А. Н. Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИНефть, вып. 3, 1960.
- Шарданов А. Н. Новые данные о тектонике западного погружения Кавказа и Тамани. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИНефть, вып. 6, 1961.
- Шарданов А. Н., Пекло В. П. Тектоника и история формирования погребенных складок в зоне южного борта Западно-Кубанского прогиба и перспективы нефтегазоносности мезозоя. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИНефть, вып. 1, 1959.

Краснодарский филиал
ВНИИГеофизика

Статья поступила
6 января 1965 г.

M. P. PUSTIL'NIKOV

ON THE TECTONICS OF WESTERN AND CENTRAL FORE-CAUCASUS

New data on the geology of Western and Central Fore-Caucasus are described, these being derived from recent geophysical and drilling results. New ideas are presented concerning the morphology of major structural features which complicate the region. The position of these features in the recent structural setting of the sedimentary blanket is specified. The Kanevsko-Berezanskiy arch and Vostochno-Kubanskiy downwarp have been found to extend farther to the west. On that occasion, they are suggested to be called the Belogorsko-Berezanskiy macro-arch and Prichernomorsko-Kubanskiy downwarp. A number of previously unknown structural forms has been distinguished. The age of the basement that underlies the sediments has been shown for a large part of the region.

Krasnodar Branch of the All — Union Research
Institute of Geophysics
Krasnodar

УДК 551.24(479.25)

П. Г. АЛОЯН, С. Г. АЛОЯН

**О ГРАНИЦЕ СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ И АРМЯНСКОЙ
СКЛАДЧАТЫХ ЗОН В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ
АРМЕНИИ**

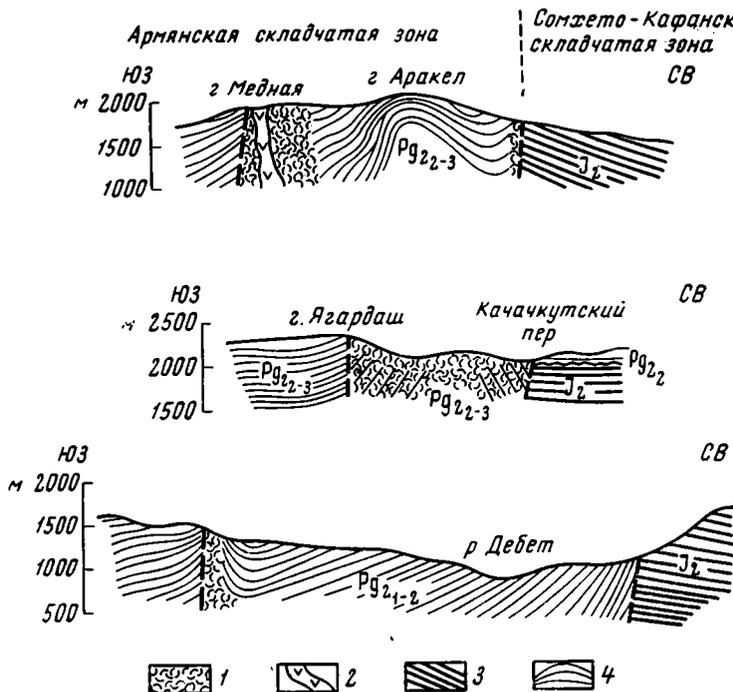
Основным структурным элементом существующих схем геотектонического районирования Малого Кавказа является Сомхето-Кафанская складчатая зона, занимающая весь его северный склон. В строении Сомхето-Кафанской складчатой зоны принимают участие вулканогенно-осадочные образования средней и отчасти нижней юры, слагающие ряд кулисообразно расположенных пологих и широких антиклинорных структур, разделенных соответствующими синклиориями (Габриелян, 1959). В ядрах некоторых антиклинориев из-под терригенных отложений лейаса обнажаются метаморфизованные отложения палеозойского субстрата. Отложения эоцена и мела имеют в этой зоне незначительное развитие.

К юго-западу от Сомхето-Кафанской складчатой зоны располагается Армянская складчатая зона, охватывающая большую часть Армянской ССР и некоторые прилегающие территории (Паффенгольц, 1946). Эта зона представляет собой крупную, сложно построенную складчатую систему (Габриелян, 1959), выраженную в современной структуре вторичными геосинклинальными прогибами и поднятиями, развивавшимися в позднемеловое — палеогеновое время (Милановский, Хаин, 1963). Армянская складчатая зона сложена мощными вулканогенно-осадочными отложениями верхнего мела и эоцена. Образования юрского возраста здесь не отлагались.

Анализ истории геотектонического развития Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон привел исследователей Малого Кавказа к выводу, что по геологическому строению и истории развития эти складчатые зоны резко отличаются друг от друга, начиная по крайней мере с герцинского этапа развития.

Границу Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон К. Н. Паффенгольц (1942, 1946) проводит по крупному надвигу (поддвигу), по которому под вулканогенную толщу юры пододвинуты интенсивно дислоцированные породы верхнего мела и эоцена складчатой зоны Армении. Максимальная амплитуда надвига (10—12 км) была установлена в его средней части, в бассейнах верхнего течения рек Калакент-чай и Шамхор-чай. Далее к востоку надвиг прослеживается вдоль Муровдагского хребта до вершины Муровдаг, где сопрягается с Карабахским надвигом, протягивающимся почти до р. Аракс. На северо-западе надвиг протягивается по р. Тарсачай и южным склонам хребтов Дали-Даг, Халаб и Бзовдал. Указанный надвиг перекрыт вулканогенной толщей олигоцена Ахалкалакского нагорья, что определяет его верхнеэоценовый возраст. Идеи о надвиговой природе границы Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон дальнейшими исследованиями не подтвердились и вскоре были опровергнуты.

Так, В. В. Белоусов и М. В. Гзовский, детально изучив границу Сомхето-Ганджинского антиклинория с Присеванским синклинорием в пределах Северной Армении, пришли к выводу, что на востоке (хребет Дали-Даг) она выражена резкой флексурой с крутым и часто вертикальным смыкающим крылом, без каких бы то ни было следов тектонического разрыва, а на западе проходит по той ломаной и прерывистой линии флексур, сбросов и крутых надвигов, которые ограничива-



Геологические профили зоны сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон в пределах северо-западной Армении

1 — развальцевание, дробление, гидротермальное изменение; 2 — дайка диорит-порфировитового состава; 3 — вулканогенно-осадочные образования юры; 4 — вулканогенно-осадочные образования эоцена

ют с севера моноклинали северного крыла Присеванского синклинория. В результате исследований В. В. Белоусова и М. В. Гзовского была уточнена и смещена на север северо-западная граница эоценовых и мезозойских отложений.

Исследования Л. Н. Леонтьева (1949) также показали, что описанный надвиг является результатом искусственного объединения элементов внутренней структуры юго-западных крыльев частных подъятий Сомхето-Карабахской зоны, а горизонтальные перемещения по отдельным разрывам ничтожно малы и лишь на части Муровдагского разрыва достигают 2—3 км. Л. Н. Леонтьев пришел к выводу, что офиолитовый пояс Армении не является прямым следствием «Главного надвига» и предположил, что интрузии офиолитов и система надвига все же связаны общей причиной в виде глубинного разлома.

Хотя идеи о надвиге (поддвиге) и были опровергнуты, дальнейший анализ истории геотектонического развития привел отдельных исследователей к выводу о наличии глубинного разлома на границе Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон. Между тем в пределах северо-западной Армении граница этих складчатых зон на всех картах геотектонического районирования совпадает с линией трансгрессивного контакта эоцена и юры.

С целью выявления особенностей тектонического строения зоны сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон в пределах северо-западной Армении авторы под руководством В. В. Белоусова проводили специальные исследования, результаты которых изложены в настоящей статье.

Проведенные исследования показали, что зона сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон выражена серией флексур (иногда одной сравнительно широкой флексурой) с переходом к тектоническим нарушениям сбросового типа. Устанавливаются три разновидности сочленения (рисунк).

1. Зона сочленения представлена двумя резко выраженными флексурами с моноклинальным падением слоев в межфлексурной полосе.

2. Моноклинальное падение пород межфлексурной полосы сменяется резко выраженной верхним замком и сравнительно широкой флексурой с асимметричной антиклиналью и крупной зоной дробления на границе нижнего и смыкающего крыльев.

3. Зона сочленения представлена четко выраженной сравнительно широкой флексурой, смыкающее крыло которой выражено зоной дробления и гидротермального изменения и ограничено тектоническими нарушениями сбросового типа.

В пределах северо-западной Армении зона сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон представлена узкой полосой сильно раздробленных, рассланцованных, развальцованных и гидротермально измененных, а местами и перекристаллизованных пород мощностью 1,5—5,0 км. Отчетливо устанавливаются границы сочленения, к которым приурочены многочисленные месторождения медно-серно-колчеданных, золото-сульфидных и полиметаллических руд, а также небольшие выходы интрузивных пород, являющиеся сателлитами Банушского массива плагиогранодиоритов послесреднеэоценового возраста (Баласаян, 1963).

Северо-восточная граница зоны сочленения одновременно является границей между эоценовыми толщами Армянской складчатой зоны и юрскими образованиями Сомхето-Кафанской, а юго-восточная, располагаясь в эоценовых вулканогенно-осадочных образованиях Армянской складчатой зоны, прослеживается на северо-запад почти параллельно северо-восточной границе, контролируя промышленные скопления цветных и благородных металлов.

В 2,5—3,0 км к югу от ст. Санаин, в бассейне р. Дебет, граница юрских и эоценовых образований проходит по зоне тектонического нарушения северо-западного простирания с падением на юго-запад под углами 65—85°. Вдоль зоны нарушения наблюдается сильная раздробленность, рассланцевание и гидротермальные изменения пород в зоне мощностью 50—55 м. В лежащем боку обнажаются среднеюрские, а висячем — ниже-среднеэоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Ниже-среднеэоценовый возраст отложений висячего бока, ранее ошибочно относимых к нижней и средней юре, впервые был фаунистически обоснован П. Л. Епремяном, а позднее авторами и С. В. Казаряном (1966). Среднеюрский возраст вулканогенных отложений лежащего бока обоснован многолетними исследованиями К. Н. Паффенгольца, А. Т. Асланяна, О. С. Степаняна, Н. Р. Азаряна и др. На левом берегу р. Дебет ниже-среднеэоценовые образования падают на юго-запад под углом 6—8°, а восточнее, на шоссеиной дороге — под углами 15—28°. На правом же берегу углы падения увеличиваются до 45—52°, достигая в приразломной полосе 85—90°. Такое сильное загигание слоев (от 52 до 90°) происходит на расстоянии 100—150 м. Среднеюрские вулканогенные образования лежащего бока падают на северо-восток под углом 15—17°.

Таким образом, южнее ст. Санаин переход от Сомхето-Кафанской к Армянской складчатой зоне осуществляется по резко выраженной флектуре с переходом в тектоническое нарушение сбросового типа.

Юго-западная граница зоны сочленения также представлена резко выраженной флексурой. На южных склонах горы Ценкой-глух эоценовые образования падают на юг или юго-запад под углом $5-7^\circ$, дальше в $100-150$ м на восток угол падения увеличивается до $85-90^\circ$. Вышеуказанные ниже-среднеэоценовые образования, залегающие восточнее, также загибаются вверх, образуя очень крутое смыкающее крыло флексуры.

Дальнейшее развитие флексуры в тектонический разрыв привело к образованию кварц-альбит-эпидотовых и кварц-альбит-хлорит-эпидотовых тонкорассланцованных, раздробленных и развальцованных пород с флюидалной и брекчиевидой текстурой, мощность которых достигает 150 м.

Следовательно, в районе ст. Санаин зона сочленения представлена двумя резко выраженными флексурами с переходом их в тектонические нарушения сбросового типа, между которыми наблюдается широкая полоса ($4,5-5,0$ км) моноклинального падения, являющаяся, по всей вероятности, северо-западным окончанием Марц-Атанской моноклинали, выделенной В. В. Белоусовым и М. В. Гзовским.

В районе Качачкутского месторождения меди граница эоценовых и юрских образований проходит по тектоническому нарушению ($230-240^\circ$, $60-70^\circ$) сбросового типа мощностью $8-10$ м. В его висячем боку обнажается свита вулканогенно-осадочных образований Ягардашской серии средне-верхнеэоценового возраста, а в лежащем — Цицкар-Акоринская вулканогенно-осадочная свита алаверди-шамлугской серии среднеюрского возраста, падающая на северо-восток ($30-40^\circ$) под углом $10-15^\circ$. Средне-верхнеэоценовые отложения висячего крыла в приразломной полосе опрокинуты и падают на северо-восток ($50-70^\circ$) под углами $40-60^\circ$. В $150-200$ м дальше к юго-западу северо-восточное падение меняется на юго-западное (при углах падения, равных $45-75^\circ$), которое прослеживается до вершины горы Ягардаш, где проходит юго-западная граница зоны сочленения. Уже к юго-западу от горы Ягардаш вулканогенно-осадочные образования эоцена падают на юго-запад под углами $5-12^\circ$. По данным И. В. Барканова, по линии г. Ягардаш — г. Аракел — сел. Сарчапет проходит тектоническая зона дробления сбросового характера. Главный сбросовый шов — это почти вертикальная, падающая на юго-запад трещина, выполненная зоохранной глинистой массой с гипсом. К юго-востоку от горы Аракел сброс, по-видимому, замирает, но зона дробления, выраженная однообразными крутопадающими трещинами, продолжается до вершины горы Акут-Кар. По нашим данным, эта зона проходит по вершине горы Ягардаш и по ущелью р. Чаприладзор и в юго-восточном направлении прослеживается до Спасакарского месторождения меди на правом берегу р. Дебет (у ст. Кобер). На участке гора Ягардаш — Качачкутское месторождение зона сочленения представлена очень сильно раздробленными, развальцованными, брекчированными и окварцованными вулканогенно-осадочными образованиями мощностью $1,5$ км. На границах зоны наблюдается выклинивание отложений, развальцование пород и выпадение отдельных стратиграфических горизонтов из разреза.

Таким образом, в районе Качачкутского месторождения зона сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон представлена четко выраженной флексурой, смыкающее крыло которой выражено зоной дробления и гидротермального изменения пород. Зона ограничена тектоническими нарушениями сбросового типа.

Дальше на северо-запад (к Качачкутскому перевалу) вертикальные перемещения по северо-восточной границе зоны сочленения имеют более

молодой возраст, о чем свидетельствует существование среднеэоценовых вулканогенно-осадочных образований массива горы Лалвар (Лалварский залив), залегающих несогласно на отложениях средней юры. Среднеэоценовый возраст отложений Лалварского залива определяется на основании остатков нуммулитовой фауны из пачки известняков основания Лалварской вулканогенно-осадочной свиты, подстилающей Ягардашскую серию, чем и определяется средне-верхнеэоценовый возраст последней. Приведенный факт свидетельствует о том, что тектоническое нарушение сбросового типа по верхнему замку флексуры зоны сочленения в районе Качачкутского перевала зародилось лишь в послесреднеэоценовое время. Мощность эоценовых отложений Лалварского залива — 500—600 м, в то время как в районе горы Ягардаш она варьирует в пределах 1,5—2,0 км и более, а на Качачкутском перевале составляет несколько десятков метров.

С. В. Казарян (1966) границу юрских и эоценовых образований в пределах Алавердского района Армянской ССР проводит по Санаин-Лалварскому тектоническому нарушению сбросового типа, включая многочисленные мелкие выходы интрузивов в границу эоценовых образований, что в корне противоречит фактическим данным. Вызывает серьезное возражение и северо-западное окончание Санаин-Лалварского нарушения, которое проводится по вершине горы Ягардаш.

К северо-востоку от сел. Привольное юго-западная граница зоны сочленения проходит по тектоническому нарушению сбросового типа, падающего на юго-запад под углом 70° . В его висячем боку — на юго-западных склонах вершины г. Медная — средне-верхнеэоценовые образования ягардашской серии падают на юго-запад ($240\text{--}260^\circ$) под углами $8\text{--}13^\circ$, а в лежащем — в более низких горизонтах той же серии — прослеживается зона сильного дробления, изменения и перекристаллизации пород мощностью 250—300 м. В приразломной полосе наблюдается сильное выклинивание слоев, полное выпадение из разреза отдельных стратиграфических горизонтов и внедрение крупной дайки диабаз-порфиритового состава.

Далее к северо-востоку степень дробления и изменения пород постепенно уменьшается, а затем отчетливо вырисовывается юго-западное падение ($220\text{--}210^\circ$) под углами $50\text{--}60^\circ$. На юго-западных склонах вершины горы Аракел происходит резкое увеличение угла падения с образованием вертикальных и опрокинутых пластов, далее приобретающих моноклинальное падение под углами $26\text{--}35^\circ$.

Следовательно, юго-западная граница зоны сочленения на участке г. Медная — г. Аракел представлена сравнительно широкой флексурой с резко выраженным верхним замком и крупной зоной дробления (сброса) на границе нижнего и смыкающего крыльев. Северо-восточная граница зоны сочленения прослеживается в 1,2—1,5 км к северо-востоку от вершины горы Аракел, на границе ягардашской серии средне-верхнеэоценового возраста с юрскими образованиями верховьев р. Болнис-чай, и вполне аналогична границе эоценовых и юрских образований южнее ст. Санаин.

Между резко выраженной флексурой северо-восточной границы зоны сочленения и сравнительно широкой флексурой ее юго-западной границы прослеживается асимметричная антиклинальная складка, ось которой проходит в районе вершины горы Аракел.

Если учесть, что к югу от ст. Санаин ширина зоны сочленения составляла 4,5—5,0 км, в районе Качачкутского месторождения (перевала) — 1,5 км, а к северо-востоку от сел. Привольное — 3,0 км, то отмеченные выше структурные отличия разных участков зоны сочленения в сочетании с шириной межфлексурной полосы дают основание предполагать, что три разновидности строения зоны сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон соответствуют трем стадиям ее структурного развития.

Юго-западная граница зоны сочленения имеет практическое значение в связи с тем, что в ее пределах авторами и геологом В. П. Саакяном выявлено проявление руд золото-сульфидной формации. На юго-восточном продолжении юго-западной границы зоны сочленения в районе ст. Кобер прослеживается крупная зона тектонических нарушений мощностью до нескольких сотен метров. Вдоль всей зоны наблюдаются сильное дробление, перетиранье, окварцевание и каолинизация, а в зоне главного шва — вторичные кварциты с бедной вкрапленностью пирита и халькопирита. Северо-восточнее зоны дробления обнажается выход интрузива гранодиоритового состава. Высказывались противоречивые мнения о типе этого нарушения. Так, одни (Б. С. Вартапетян) его считают сбросом, исходя из того, что всячий бок сложен эоценовыми, а лежащий — юрскими породами; другие (М. В. Гзовский) — типичным надвигом (или поддвигом на юго-запад), имея в виду волнистый характер поверхности нарушения, наличие в ней горизонтальных участков, а также юрский возраст пород, слагающих как всячий, так и лежащий бока.

Как уже было отмечено, эта зона тектонических нарушений располагается в эоценовых вулканогенно-осадочных образованиях, а противоречивые мнения о типе нарушения высказывались в связи с неправильным определением возраста горных пород, слагающих этот район. Наконец, В. В. Белоусов и М. В. Гзовский не исключали возможности того, что самым юго-восточным продолжением юго-западной границы зоны сочленения является зона сбросов, прослеживаемая через селения Кариндж, Марц и восточнее вершины горы Кулет.

Весь изложенный материал дает основание сделать следующие основные выводы.

1. Граница юрских и эоценовых образований в пределах северо-западной Армении проходит в 2,5—3,0 км к югу от ст. Санаин и дальше на северо-запад по линии сел. Агви — район слияния рек Чаприладзор и Мичин-Мат — Качачкутский перевал — северо-восточные склоны вершины горы Аракел — район перевала Волчи ворота. Ее юго-восточное продолжение проходит по резко выраженной флекуре на северном склоне вершины горы Болор-Конд. Вдоль этой границы цепью вытянуты многочисленные выходы интрузивов, размещенные в основном в юрских вулканогенно-осадочных образованиях.

2. Переход от Сомхето-Кафанской складчатой зоны в Армянскую осуществляется по резко выраженной флекуре с переходом к тектоническому нарушению сбросового типа по ее верхнему замку.

3. Зона сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон в пределах северо-западной Армении представлена серией резко выраженных флексур с дальнейшим их развитием в тектонические нарушения сбросового типа, к которым приурочены многочисленные месторождения медно-серно-колчеданных, золото-сульфидных и полиметаллических руд, а также выходы интрузивов гранодиоритового состава.

При уменьшении ширины межфлексурной полосы моноклиналиное падение пород сменяется более широкими флексурами и асимметричными складками. При резком сокращении ширины зоны сочленения она выражается одной четко выраженной флексурой с сильно раздробленным, развальцованным и измененным крутопадающим и опрокинутым смыкающим крылом. В пограничных полосах зоны сочленения наблюдается сильное выклинивание слоев, их разлинзование, а также полное выпадение из разреза отдельных стратиграфических горизонтов.

4. Сложность характера тектонических движений, интенсивность процессов метаморфизма, контроль магматизма и металлогении района дают основание предполагать, что формирование структуры зоны сочленения обусловлено глубинными процессами, производным которых и является блоковое строение изученной области.

Литература

- Баласаян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд-во Ереванск. гос. ун-та, Ереван, 1963.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.
- Казарян С. В. Новые данные о границе распространения эоцена и юры в пределах Алавердского района АрмССР. Изв. АН АрмССР, т. XIX, № 1—2, 1966.
- Леонтьев Л. Н. О так называемом «Главном надвиге» Малого Кавказа. Докл. АН СССР, т. XIX, № 3, 1949.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Паффенгольц К. Г. Сейсмотектоника Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изв. Армянского фил. АН СССР, № 9—10 (23—24), 1942.
- Паффенгольц К. Н. Сейсмотектоника Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1946.

Институт физики Земли
АН СССР

Статья поступила
20 февраля 1967 г.

P. G. ALOYAN AND S. G. ALOYAN

ON THE BOUNDARY BETWEEN THE SOMKHETO-KAFANSKAYA AND ARMENIAN OROGENIC ZONES WITHIN NORTH-WESTERN ARMENIA

Within north-western Armenia the conjugation zone of the Somkheto-Kafanskaya and Armenian orogenic zones of the Small Caucasus comprises a series of flexures passing into fault-type disturbances. Copper-pyrite, gold, and lead-zinc-copper deposits as well as granodioritic intrusives are confined to these faults. At the same time, the north—eastern boundary of the conjugation zone separates the Eocene and Jurassic areas of the Armenian orogenic zone and the Somkheto-Kafanskaya orogenic zone, respectively. The south—eastern boundary occurs in the Eocene volcanic-sedimentary formations of the Armenian orogenic zone, extends farther to the northwest, almost parallel to the north eastern boundary, and controls commercial deposits of non-ferrous and precious metals. In the area of the south-western boundary, the authors, jointly with the geologist V. P. Saakyan, have found a large occurrence of the gold-sulphide formation. The location of the boundary between the Somkheto-Kafanskaya and Armenian orogenic zones within north-western Armenia has been specified and shifted to the north.

Earth's Physics Institute
Academy of Sciences of USSR
Moscow

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Б. Я. ВИХТЕР

УДК 551.24(471.6)

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

Размещение большинства гидротермальных месторождений полезных ископаемых, а также проявлений магматической деятельности в значительной степени контролируется крупными долгоживущими зонами разломов или так называемыми шовными зонами. Последние, как правило, разграничивают более монолитные участки земной коры — блоки. Блоки в связи с многократными разнонаправленными движениями вдоль шовных зон имеют различный характер геологического развития, обуславливающего, в свою очередь, специфику проявления магматической и гидротермальной деятельности в каждом из них. Отсюда понятно, какое важное практическое значение имеет правильное тектоническое районирование регионов и отдельных площадей.

В геологическом строении Северо-Западного Кавказа отчетливо устанавливается зональное строение. Основные структурные зоны имеют общекавказское направление и прослеживаются на значительные расстояния (сотни километров).

На Северо-Западном Кавказе принято выделять (с севера на юг): 1) зону Северной моноклинали (в большей части перекрыта мезо-кайнозойскими полого лежащими осад-

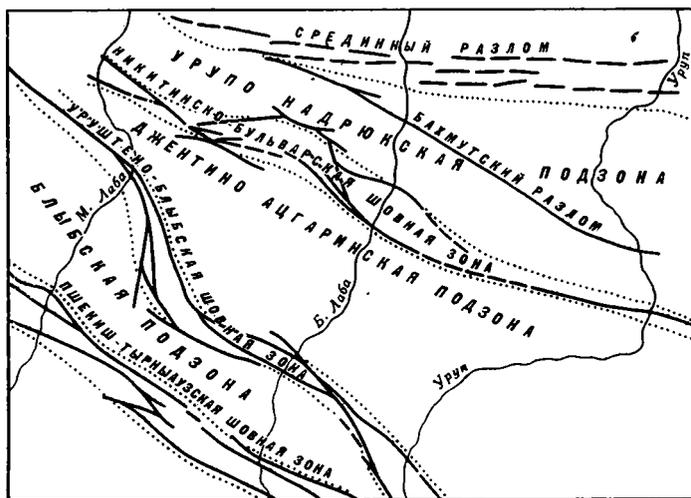


Схема тектонического районирования зоны Передового хребта в междуречье Уруп — Малая Лаба

ками); 2) зону Передового хребта; 3) зону Главного хребта. Граница между зоной Северной моноклинали и зоной Передового хребта проходит по так называемому Срединному разлому (Ажгирей, 1962). Срединный разлом прослеживается в субширотном направлении через Малкинский и Беденский серпентинитовые массивы. Граница между зоной Передового хребта и зоной Главного хребта проходит по Пшекиш-Тырныузской шовной зоне, протягивающейся от истоков р. Малки в долину Загедан на р. Большая Лаба и далее на северо-запад к г. Пшекиш.

Кроме указанных крупных зон, внутри каждой зоны выделяются подзоны. Различные исследователи дают подзонам разные названия и по-разному проводят их границы.

Так, Г. Д. Афанасьев (1958) разделяет зону Передового хребта на две подзоны: Северную и собственно зону Передового хребта и проводит границу между ними в рассматриваемом районе от устья р. Уруштен через среднее течение р. Бескес к устью балки Горелой. Д. С. Кизевальтер (1963), многолетние работы которого проводились в основном к востоку от описываемого междуречья, выделяет в описываемом районе Блыбскую и Бескесско-Марухскую зоны, располагающиеся в целом в зоне Передового хребта. Граница между ними проводится от устья р. Уруштен на устье р. Блыб и далее на юго-восток. С. М. Кропачев (Кропачев, Круть, 1963) выделяет в Передовом хребте в пределах рассматриваемого района две структурно-фашиальные зоны: северную — Бескесско-Марухскую и южную — Уруштено-Ацгаринскую. Границу между ними он проводит от устья балки Никитина на Малой Лабе, через среднее течение р. Бескес, к устью балки Нефтяная и далее к юго-востоку. Таким образом, в междуречье Уруп — Малая Лаба все упомянутые исследователи в пределах Передового хребта выделяют две подзоны. Границу между подзонами они проводят в разных местах.

Как показывают наши наблюдения в междуречье Уруп — Малая Лаба, зона Передового хребта четко делится на три подзоны (рисунок). Мы предлагаем предварительно назвать эти подзоны (с севера на юг): 1) Урупо-Андрюкской; 2) Джентино-Ацгаринской, 3) Блыбской. Граница между первой и второй подзонами проходит по сложной построенной Никитинско-Бульварской шовной зоне, которая прослеживается от устья балки Никитина на Малой Лабе через среднее течение р. Бескес, г. Малый Пиццер, балку Россыпную и далее в бассейне р. Уруп, в районе ее притока р. Бульварки. Границей между второй и третьей подзонами также является шовная зона, названная Уруштено-Блыбской. Она прослеживается от нижнего течения р. Уруштен через верховья рек Маркопидж и Бескес по долине р. Большой Блыб к верховьям рек Уруп и Ацгара.

Ниже приведено краткое описание выделенных структурных единиц.

Зона Северной моноклинали

Зона Северной моноклинали в рассматриваемом районе почти целиком перекрыта мезозойскими отложениями. Фрагментами ее являются выходы кристаллических сланцев (Pz₁—PcM) по р. Большая Лаба в районе устья р. Бескес. Среди кристаллических сланцев имеются двуслюдяные безгранатовые и гранатсодержащие разновидности. В целом они аналогичны кристаллическим сланцам Блыбской подзоны. Кристаллические сланцы простираются по азимуту 290—300° и падают к юго-западу под углами от 60 до 90°.

Зона Передового хребта

Урупо-Андрюкская подзона на юге ограничена Никитинско-Бульварской шовной зоной. Северная граница подзоны — Срединный разлом — в основном перекрыта мезозойскими отложениями. Лишь по долине Большой Лабы близ устья Бескес обнажаются крупные интрузивные тела серпентинитов и гранодиоритов, фиксирующие эту границу.

В разрезе пород Урупо-Андрюкской подзоны широко развиты филлитизированные аргиллиты, алевролиты и песчаники андрюкской свиты (D₂), мощность которых достигает 1000 м. В других подзонах изученного района породы андрюкской свиты не встречаются. Породы, выделенные С. М. Кропачевым как филлиты андрюкской свиты в устье р. Уруштен и по балке Нефтяная на р. Большая Лаба, в действительности являются сильно рассланцованными базальтами осноровской свиты. Выше филлитизированных осадочных пород андрюкской свиты согласно залегают эффузивы осноровской свиты (D₂₋₃). Их мощность увеличивается с приближением к Никитинско-Бульварской шовной зоне. Это наглядно видно в бассейне р. Андрюк, где с севера на юг на расстоянии 4,5 км мощность постепенно увеличивается от 230—250 до 450 м. На эффузивах осноровской свиты согласно залегают туфогенно-осадочные породы семиродниковской свиты.

Их мощность составляет около 600 м. Указанные породы в общем погружаются к юго-западу по направлению к Никитинско-Бульварской шовной зоне.

Интрузивные породы, развитые в Урупо-Андрюкской подзоне, представлены мелкими штокообразными телами и дайками. Их можно отнести к группе сненитов и лампрофиров. По химизму, структурам, составу аксессуарных минералов интрузивные породы Урупо-Андрюкской подзоны отличаются от интрузивных пород других структурных единиц. Экструзивные пластовые тела кварц-плагноклазовых порфиритов, внедрившиеся в породы андрюкской свиты, встречаются только в Урупо-Андрюкской подзоне.

В пределах подзоны среднепалеозойские породы смяты в пологие складки и брахискладки преимущественно северо-западного и широтного простираний. Их крылья падают под углами 20—40°. Наиболее крупные для подзоны структуры имеют размах крыльев 2—4 км и прослеживаются на 5—10 км.

Верхнепалеозойские и мезозойские отложения развиты в основном на периферии подзоны. Они перекрывают среднепалеозойские образования и деформированы несколько в ином плане. Пологие складки этих отложений имеют субширотное направление, в отличие от северо-западного простирания складок, сложенных толщами среднего палеозоя. Углы падения мезозойских отложений не превышают 10°.

Наиболее крупные разрывные нарушения описываемой подзоны имеют общекавказское направление. Широко развитые меридиональные и северо-восточные разрывы прослеживаются на меньшее расстояние.

Джентино-Ацгаринская подзона является центральной подзоной зоны Передового хребта. Она протягивается от района устья р. Уруштен на юго-восток в бассейн рек Бескес, Рожкао, Шантацара и далее за пределы рассматриваемой площади. В районе устья р. Уруштен подзона сужается и, возможно, на левобережье Уруштена выклинивается. Место предполагаемого выклинивания (сочленение Уруштено-Блыбской и Никитинско-Бульварской шовных зон) перекрыто мезозойскими породами.

В пределах Джентино-Ацгаринской подзоны среднепалеозойские породы представлены в общем более молодыми горизонтами, чем в Урупо-Андрюкской. Породы сосновской и семиродниковской свит развиты примерно в одинаковой степени в обеих подзонах, но их мощность здесь сокращается на 100—500 м. Согласно залегающие выше мраморизованные известняки джентинской свиты и песчанико-сланцевые образования ацгаринской свиты присутствуют только в Уруштено-Ацгаринской подзоне. Мощность первых около 300 м, вторых — около 600 м. Породы, в основном слагающие Урупо-Андрюкскую и Джентино-Ацгаринскую подзоны (от андрюкской до ацгаринской свиты), метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Интрузивные проявления, отмеченные в Джентино-Ацгаринской и в Блыбской подзонах, имеют много общего. Как правило, в обеих подзонах они относятся к единым комплексам. Характерной особенностью интрузивных тел Джентино-Ацгаринской подзоны является их преимущественно пластовый характер. Так, например, силлообразные залежи серпентинизированных гипербазитов часто располагаются на границе мраморизованных известняков джентинской свиты и песчаников — сланцев ацгаринской свиты. Микроклинизированные гранодиориты также образуют залежи на контакте двух вышеуказанных свит. В песчанико-сланцевых породах ацгаринской свиты отмечается большое число пластовых тел кислого и среднего состава, имеющих характер пологих даек. Они залегают в общем согласно со слоистостью пород, имеющей углы падения в среднем 30—40°.

Основные складчатые формы среднепалеозойских отложений представлены Джентинской синклиналью, располагающейся в центральной части подзоны и имеющей северо-западное простирание, и Пщицерской антиклиналью, сопряженной с Джентинской синклиналью и проходящей северо-восточнее последней (названия даны Е. А. Снежко). Джентинская синклираль имеет размах крыльев 4—5 км, Пщицерская антиклираль — 2—3 км. Остальные складки гораздо более мелкие (шириной до 1 км) также ориентированы преимущественно в северо-западном направлении.

Наиболее крупные разрывные нарушения тяготеют к ограничивающим подзону Никитинско-Бульварскому и Уруштено-Блыбскому тектоническим швам и имеют северо-западное направление. Разрывы иных направлений развиты меньше. Нарушения широтного и северо-восточного простираний представлены малоамплитудными трещинами и, очевидно, более молодого заложения, чем северо-западные разломы.

Верхнепалеозойские отложения в Джентино-Ацгаринской подзоне приурочены к ее центральной части, к ядру Джентинской синклинали. Мезозойские отложения здесь развиты незначительно, сохраняясь в виде полого лежащих останцов в районе Пщицерской антиклинали.

Блыбская подзона протягивается от р. Малая Лаба на западе до г. Загедан на востоке, где происходит ее выклинивание. С северо-востока подзона ограничена Уруштено-Блыбской, а с юго-запада Пшекиш-Тырныаузской шовными зонами.

Эта структурная единица сложена метаморфизованными кристаллическими сланцами предположительно нижнепалеозойско-протерозойского возраста. Среди них выделяются плагитогнейсы, амфиболовые гнейсы и амфиболиты, слюдяные и гранат-слюдяные кристаллические сланцы. Минеральные ассоциации указывают на принадлежность кристаллических сланцев Блыбской подзоны к эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

В Блыбской подзоне широко развиты интрузивные проявления. Они представлены, в основном, гранитоидами батолитового комплекса нижнекаменноугольного возраста. В гранитоидах обнаруживаются отчетливые признаки палингенного происхождения: постепенные переходы во вмещающие породы, большое количество реликтовых минералов, широко проявленный бластез полевых шпатов, бластевые структуры пород и т. д. Все указывает на то, что в период формирования батолитового комплекса (С₁) данный блок (Блыбская подзона) находился на значительно больших глубинах, чем современные поверхности других подзон зоны Передового хребта.

Многие исследователи называли эту структуру Блыбским антиклинорием, тогда как, по нашим данным, на отрезке от г. Загедан до Малой Лабы Блыбская подзона представляет собой моноклираль, слои которой падают к северо-востоку под углами 40—70°. Широких складок в Блыбской подзоне нами не отмечено. Здесь развиты мелкие складки типа межслоевых складок волочения и птигматитовых. Разрывы имеют те же направления, что и в северных подзонах. Для Блыбской зоны характерно развитие зон милонитизации северо-западного направления.

Зона Главного хребта

Нашими работами была захвачена незначительная часть зоны Главного хребта в верховьях рек Закан и Лутан. Здесь обнажаются кристаллические сланцы и гранитоиды. Кристаллические сланцы представлены биотитовыми и двуслюдяными разновидностями, амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, которые отличаются от кристаллических сланцев Передового хребта большей плотностью, мелкозернистостью, окварцеванием. По степени регионального метаморфизма они относятся к амфиболитовой фации.

Гранитоиды слагают крупные плутоны и их апофизы. Они характеризуются постоянным высоким содержанием калия и резко отличаются от натровых гранитоидов батолитового комплекса Передового хребта. Для них характерны гранитные структуры, крупнозернистое, часто порфировидное сложение.

На обследованном участке зоны Главного хребта породы в общем залегают моноклинально, падая к северо-востоку по азимуту 15—50° под углами в среднем 20—40°. Общее моноклинальное залегание пород осложнено мелкими складками.

Среди разрывных нарушений по преобладающим направлениям простираения можно выделить три группы. Северо-западные разрывы обычно представлены зонами дробления, в которых развиты окварцованные и пиритизированные породы. Вероятно, они имеют наиболее древнее заложение. Субмеридиональные северо-восточные разрывы часто выполнены кварц-галенитовыми жилами мощностью до 1—2 м; друзитовые, венцовые и брекчиевые структуры указывают на выполнение полостей. Вероятно, эти разрывы являются трещинами отрыва. Третья группа нарушений — северо-восточные, следующие по азимуту 40—70°, вероятно являются самыми молодыми. Они представляют собой выдержанные прямолинейные нарушения сколового характера.

Краткая характеристика шовных зон

Пшекиш-Тырныаузская шовная зона является одной из наиболее крупных разрывных структур северо-западного Кавказа. Она прослеживается на сотни километров. В рассматриваемом районе Пшекиш-Тырныаузская зона протягивается от г. Загедан на юго-востоке до р. Малая Лаба на северо-западе. Рассматриваемая шовная зона представляет собой полосу шириной от 1 до 3 км. В районе среднего течения р. Закан от нее отходит ветвь широтного направления. Шовная зона состоит из многочисленных северо-западных и субмеридиональных разрывов, разделяющих зону на серии блоков, опущенных по отношению к зонам Главного и Передового хребтов. Среди пород, слагающих блоки Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны, преобладают флишевые образования юрского возраста. Широко развиты верхнекаменноугольные конгломераты. Вдоль северо-восточных разрывов отмечается большое количество мелких блоков, сложенных туфогенно-осадочными породами семиродниковской свиты, мраморизованными известняками джентинской свиты, песчаниками и сланцами аггаринской свиты. Из интрузивных пород в зоне встречаются серпентинизированные гипербазиты и сиенит-диориты, которые строго следуют северо-восточной границе шовной зоны. Здесь же местами отмечается сильное окварцевание, слабая пиритизация и лиственитизация пород. Толщи осадочных и метаморфических пород, развитых в шовной зоне, падают под крутыми углами к северо-востоку, редко имеют вертикальное падение и еще реже — юго-западное.

Уруштено-Блыбская шовная зона по отношению к Пшекиш-Тырныаузской является структурой второго порядка. Она прослеживается от нижнего течения р. Уруштен на северо-западе через верховья рек Маркопидж и Бескес, долину р. Большой Блыб и далее к г. Загедан. Южнее последней Уруштено-Блыбская зона причленяется к Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне. В верховьях рек Маркопидж и Бескес зона имеет субмеридиональный изгиб и несколько расширяется. На остальной части простираение зоны северо-западное.

Зона имеет ширину от 1 до 3 км и представляет собой серию параллельных, кулисообразных и оперяющих разломов северо-западного и субмеридионального простираений, между которыми располагаются блоки кристаллических сланцев, гнейсов, зеленокаменных пород, а также верхнепалеозойских и мезозойских отложений, опущенных вдоль этих разломов. Из интрузивных проявлений в Уруштено-Блыбской зоне широко представлены серпентинизированные гипербазиты, обычно слагающие тела, вытянутые согласно простираению зоны. В этой же зоне наблюдается большое количество малых тел добатовитовой габбро-диоритовой формации, тяготеющих к ее северо-восточной границе. Вдоль юго-западных разрывов Уруштено-Блыбской шовной зоны в метаморфических породах проявлен интенсивный бластез полевых шпатов, который приводит к образованию особой разновидности гранитоидов — бластогранитов.

Северо-восточной границей описываемой шовной зоны является пологий надвиг, вдоль которого с северо-востока надвинуты породы среднепалеозойского возраста (D₂—C₁). Залегание надвига близко к залеганию зеленокаменных толщ, поэтому он с трудом может быть обнаружен на местности и аэрофотоснимках. Наиболее хорошие обнажения, позволяющие все же наблюдать его, находятся в русле р. Хацавити и на левом борту среднего течения р. Большой Блыб. Кроме того, вдоль надвига, в лежачем боку его, развито специфическое окварцевание пород с образованием так называемых пестрых сланцев.

Уруштено-Блыбская шовная зона контролирует рудопоявления вольфрама, молибдена и золота.

Никитинско-Бульварская шовная зона также является структурой второго порядка по отношению к Пшекиш-Тырныузской шовной зоне. Она прослеживается от пос. Кировский на р. Малой Лабе через среднее течение р. Бескес на Большую Лабу ниже балки Россышной и далее к устью р. Бульварки на Урупе. Шовная зона представляет собой полосу шириной 2—4 км, в пределах которой вдоль многочисленных разрывов опущены блоки, сложенные преимущественно верхнепалеозойскими породами. Как уже отмечалось, с приближением к Никитинско-Бульварской шовной зоне увеличивается мощность эффузивных пород сосновской свиты, в целом, и кислых разновидностей (альбитофиров), в частности, что наряду с другими признаками указывает на близость центров излияний. Для описываемой шовной зоны очень характерно развитие субвулканических тел верхнекаменноугольного возраста, представленных андезито-дацитом-липаритовыми породами. Эти тела имеют форму даек мощностью до 50 м и протяженностью 2—3 км, реже — вытянутых штоков размером до 1×0,4 км. В редких случаях наблюдаются небольшие поля излившихся лавобрекчий этих пород. Дайкообразные тела представляют собой корневые части субвулканов трещинного типа и фиксируют разрывы верхнепалеозойского возраста. Направление тел — северо-западное, общекавказское, реже — субмеридиональное.

Большинство колчеданных месторождений района приурочено к Никитинско-Бульварской шовной зоне.

Рассмотренный участок междуречья Уруп — М. Лаба имеет типичное блоковое строение. Блоки имеют характер геолого-структурных зон и подзон, опущенных или приподнятых относительно друг друга. Наиболее опущена Джентино-Ацгаринская подзона. К югу и северу от нее блоки (структурные подзоны и зоны) приподняты.

Геосинклиналь герцинского подвижного пояса северо-западного Кавказа развивалась на ложе из более древних пород, превращенных ныне в кристаллические сланцы. Они обнажаются в Блыбской подзоне и во фрагментах зоны Северной моноклинали по руслу Большой Лабы в районе пос. Бескес. Среднепалеозойские геосинклинальные отложения слагают Джентино-Ацгаринскую и Урупо-Андрюкскую подзоны. Однако площадь, охваченная геосинклинальным развитием, была значительно шире. Об этом свидетельствуют туфогенно-осадочные породы верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста, сохранившиеся в блоках Пшекиш-Тырныузской шовной зоны. Блоковое строение начало проявляться в середине, отчасти ранние этапы развития герцинского подвижного пояса северо-западного Кавказа.

Никитинско-Бульварская шовная зона была заложена не позже средне-позднедевонского возраста. К ней были приурочены центры вулканической деятельности того времени. Следует иметь в виду, что обломочные породы андрюкской свиты (D₂) обнаруживаются только в Урупо-Андрюкской подзоне.

Уруштено-Блыбская шовная зона была заложена не позже позднего девона. Об этом свидетельствует приуроченность к ней малых интрузий добатолитового габбро-диоритового комплекса, породы которого встречаются в гальке конгломератов семиродниковской свиты (D₃).

Все описанные шовные зоны многократно подновлялись. Движения вдоль них определенно происходили после ранней юры. Скорее всего, вдоль них происходили и более молодые движения, о чем свидетельствуют высоко поднятые древнечетвертичные террасы.

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. История тектонического развития Западного Кавказа в палеозое. В кн. «Геология Центрального и Западного Кавказа», т. 3, Гостоптехиздат, 1962.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Тр. Ин-та геологии рудн. месторожд., петрогр., минералог. и геохимии АН СССР, вып. 20, 1958.
- К и з е в а л ь т е р Д. С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 1, 1963.
- К р о л а ч е в С. М., К р у т ь И. В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.

Центральный научно-исследовательский
горно-разведочный институт цветных,
редких и благородных металлов

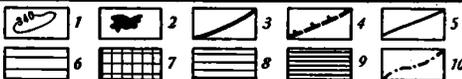
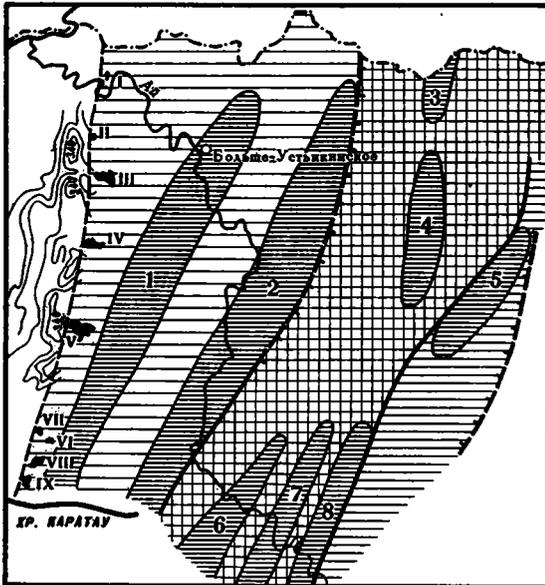
Статья поступила
13 августа 1965 г.

Г. В. ВАХРУШЕВ, А. Э. АЛКСНЭ, Э. А. РЕВЕНКО

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕКТОНИКЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЮРЕЗАНО-СЫЛВЕНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ПРИУРАЛЬЕ

Под названием Юреза́но-Сылвене́нской депрессии В. Д. Наливкин (1949) выделяет часть Предуральского краевого прогиба, ограниченную на западе Уфимским плато, на востоке — Уфимским амфитеатром, на юге — хр. Каратау и Сулеймановской антиклиналью, а на севере — широтным отрезком р. Чусовой.

Начиная с 1959 г., в южной части Юреза́но-Сылвене́нской депрессии объединение «Башнефть» проводит структурно-поисковое бурение с целью выявления залежей нефти и газа. К настоящему времени многие скважины полностью прошли палеозой и



Тектоническая схема южной части Юреза́но-Сылвене́нской депрессии

1 — стратозигнпсы по кровле сакмарского яруса в осевой части Уфимского плато; 2 — рифовые массивы (I — Абдуллинский, II — Баргаджинский, III — Ярославский, IV — Тастубский, V — Улькундинский, VI — VII — Урустауский, VIII — Айрский, IX — Агарьярский); 3 — линии тектонических разломов; 4 — флексуры; 5 — глубинный разлом (по кристаллическому фундаменту); 6 — западный блок Юреза́но-Сылвене́нской депрессии; 7 — центральный блок Юреза́но-Сылвене́нской депрессии; 8 — восточный блок Юреза́но-Сылвене́нской депрессии; 9 — основные антиклинальные структуры (1 — Сивокаменский вал, 2 — Айский вал, 3 — Березовская антиклиналь, 4 — Белокатайская антиклиналь, 5 — Чепуровская антиклиналь, 6 — Юкаликулевская антиклиналь, 7 — Кигинская антиклиналь, 8 — Лаклинская антиклиналь); 10 — граница Башкирской АССР

ратау в северо-северо-восточном направлении (см. Месягутово он переходит во флексуру, протягивающуюся в субмеридиональном направлении в 12 км восточнее устья р. Большой Ик и в 3 км восточнее д. Ногуши. Амплитуда разлома в среднекаменноугольных отложениях, по данным бурения в районе д. Месягутово, составляет 420 м. Глубже он не изучен. Приблизительно такую же амплитуду разлом имеет в нижнепермских отложениях, где он представлен крутым надвигом к западу, проходящим вдоль северо-западного крыла Месягутовской антиклинали. Флексура, которая является северным продолжением разлома, отчетливо устанавливается по сейсмическим данным (по известнякам среднего карбона). Ее наклон к востоку

и вскрыли бавлинские отложения. В 1957—1961 гг. трестом «Башнефтегеофизика» в башкирской части Юреза́но-Сылвене́нской депрессии были выполнены электро-разведочные (ВЭЗ, ТТ), гравиметрические и сейсмические (МОВ, КМПВ) работы. В этот же период Башкирским геологическим управлением при участии авторов настоящей статьи проведены полевые исследования с целью составления сводной геологической карты южной части Юреза́но-Сылвене́нской депрессии. В результате всех этих работ выявлены некоторые новые особенности строения данной территории.

Установлено, что южная часть Юреза́но-Сылвене́нской депрессии в палеозойских отложениях имеет блоковое строение. Блоки вытянуты в меридиональном направлении и отделены друг от друга разломами и флексурами. Особенно отчетливо блоковое строение депрессии обнаруживается сейсмическими работами (МОВ) по отражающему горизонту, приуроченному к известнякам среднего карбона. В южной части депрессии выделяются западный, центральный и восточный блоки.

Наиболее опущен центральный блок, в пределах которого отражающий горизонт залегает на глубине 2200—3800 м, погружаясь в северо-восточном направлении. Западный блок приподнят относительно центрального на 200—400 м. Величина уступа между ними уменьшается по мере удаления от хр. Каратау к северу.

Граница между западным и центральным блоками проходит по разлому, который прослеживается от восточного окончания хр. Кар-

на этом стратиграфическом уровне составляет 6—8°; величина уступа на широте д. Ногуши — 200 м. В более глубоких горизонтах флексура не прослежена. В нижнепермских отложениях, выходящих здесь на поверхность, наклон пластов вдоль флексуры местами достигает 15—20°.

Восточный блок отделен от центрального разломом, который проходит в субмеридиональном направлении через сел. Леузы. Южная часть этого разлома была установлена В. Д. Наливкиным (1949) при геологической съемке. В. Д. Наливкин назвал этот разлом Лаклинским. Он представляет собой очень крутой надвиг с приподнятым восточным крылом. В южном обрамлении Юрезано-Сылвенской депрессии разлом сечет девонские, каменноугольные и ассельско-сакмарские отложения. Его амплитуда составляет здесь 1000—1200 м. Севернее сел. Леузы разлом установлен по данным сейсмических работ в среднекаменноугольных отложениях, где он имеет амплитуду 800—900 м. В артинских конгломератах, развитых здесь на поверхности и несогласно перекрывающих лежащие ниже отложения, этот разлом не прослеживается. Местами он проявляется лишь в виде слабого флексуобразного изгиба слоев. Севернее границы Башкирии детальные сейсмические и геологосъемочные работы не производились, поэтому данных о продолжении там разлома пока нет.

Границей между восточным блоком и Уфимским амфитеатром является флексура, проходящая почти в меридиональном направлении через д. Карантрав. Эта флексура выявлена геологическим картированием по верхнекаменноугольным отложениям и подтверждена бурением до среднего карбона. Наклон ее крыла к западу составляет 60—70°, а высота уступа — 700—800 м.

Основное отличие западного блока от двух других заключается в том, что в его пределах складки выполаживаются с глубиной в толщах нижнего, а возможно, даже и среднего карбона, в то время как в центральном и восточном блоках проявления складчатости прослеживаются до девонских и, видимо, более древних отложений. Западный блок имеет более сложное строение, чем это представлялось ранее. Вдоль его восточной границы протягивается полоса положительных структур, названная А. П. Рождественским и Н. Ф. Данукаловым (1959) Айским валом. К числу этих положительных структур относятся Месягутовская и Ногушинская антиклинали, изученные по пермским отложениям Н. В. Дорофеевым (Дорофеев, Рябинин, 1932) и В. Д. Наливкиным (1949).

Месягутовская антиклиналь протягивается от хр. Каратау до долины р. Киги. В пермских отложениях она представляет собой линейно-вытянутую асимметричную складку с крутым северо-западным и пологим юго-восточным крылом. Юго-восточное крыло в южной части антиклинали имеет падение от 6 до 24°, а северо-западное крыло, по которому проходит разлом, наклонено под углом 50—70°. Амплитуда поднятия на широте д. Месягутово составляет около 200 м.

Ногушинская антиклиналь расположена в районе д. Ногуши. Она также имеет северо-северо-восточное простирание. Ее длина составляет 12 км, ширина 2 км, амплитуда поднятия в пермских отложениях 85—95 м. Наклон восточного крыла складки достигает 30°, западного — 20°.

Между Месягутовской и Ногушинской антиклиналями на широте р. Большой Ик западное крыло Айского вала пройдено несколькими структурно-поисковыми скважинами. Здесь его наклон к западу в пермских отложениях составляет 2—3°. Айский вал отчетливо прослеживается сейсмическими методами (МОВ) в каменноугольных отложениях. Его амплитуда и наклоны крыльев вниз по разрезу уменьшаются. Месягутовская антиклиналь, по сейсмическим данным (МОВ), по среднекаменноугольным отложениям имеет наклон восточного крыла около 11°, западного — около 5°, т. е. ее асимметрия становится обратной тому, что мы наблюдаем в пермских отложениях. Ногушинская структура в среднекаменноугольных отложениях имеет наклон восточного крыла 8°, западного — 2—3°, амплитуду поднятия — 40 м.

Кроме Месягутовской и Ногушинской структур, на простирании Айского вала, по данным сейсморазведки, установлено поднятие каменноугольных отложений на широте р. Большой Ик. Это поднятие названо Яныбаевским. Оно вытянуто в субмеридиональном направлении на расстоянии 11 км, при ширине около 2 км. Амплитуда поднятия в среднекаменноугольных отложениях составляет 50 м, наклон восточного крыла — 7°, западного — 3°. В пермских отложениях это поднятие детально не изучено. Таким образом, в среднекаменноугольных отложениях Айский вал имеет асимметричное строение. Его восточное крыло, которое постепенно переходит во флексуру, разделяющую западный и центральный блоки Юрезано-Сылвенской депрессии, более крутое, нежели западное.

В центральной части западного блока мы выделяем Сивокаменский вал. Он простирается от хр. Каратау до северной границы Башкирии. Название вала дано по логу Сивокаменному, который находится в пределах этой структуры. По артинским отложениям вал выражен цепочкой антиклиналей, расположенных на одной оси.

Между р. Юрезанью и хр. Каратау Н. В. Дорофеев (Дорофеев, Рябинин, 1932) закартировал Куткантаускую антиклиналь, которая простирается в субмеридиональном направлении на расстоянии 10 км при ширине до 4 км. Средний наклон ее восточного крыла — 12—15°, западного — 4—6°.

На северном продолжении шарнира Куткантауской антиклинали, несколько севернее долины р. Юрезань, намечается еще одна антиклинальная структура, которая об-

наруживается по выходу верхнеартинских пород среди поля развития кунгурских отложений. Далее ось вала простирается на северо-северо-восток и проходит через гору Акбаштау, которая расположена на широте Улькундинского рифа, в 12 км восточнее его. Н. В. Дорофеев (Дорофеев, Рябинин, 1932) считал Акбаштау антиклиналью. В результате последующих работ сложилось представление, что Акбаштау не антиклинальная структура, а рифовое образование. Такое представление возникло потому, что в составе лемазиной свиты кунгурского яруса, обнажающейся на г. Акбаштау, присутствуют многочисленные, иногда довольно крупные обломки рифового известняка. Многими исследователями они принимались за коренные выходы. Отсюда делался вывод, что рифовая фация распространяется значительно восточнее основной полосы Дуванских рифов. Рифы ожидалось также под многими куполовидными структурами, которые были выявлены в юго-западной части Юрезано-Сылвенской депрессии. Эти куполовидные формы рассматривались как структуры облекания, т. е. их генезис объяснялся не тектоническими причинами, а негоризонтальным отложением осадков во круг рифовых образований.

Бурение на г. Акбаштау и на некоторых других «структурах облекания» показало, что рифы здесь отсутствуют. Дуванские рифы в восточном направлении очень быстро замещаются слюстыми известняками небольшой мощности (до 100 м). В то же время наши исследования подтвердили мнение Н. В. Дорофеева об антиклинальном строении г. Акбаштау. Наклон крыльев Акбаштауской антиклинали не превышает 4—5°. Амплитуда ее точно не установлена.

Севернее г. Акбаштау шарнир описываемого вала протягивается в район Сивокаменного лога, который расположен в верховьях ручья Лемазы. Здесь предыдущими исследователями было выявлено куполовидное поднятие, которое также считалось структурой облекания. Поперечник этого поднятия около 1,5 км, а амплитуда не более 20 м. Бурение показало, что рифовые известняки под этой структурой отсутствуют.

К северо-востоку от лога Сивокаменского вал протягивается в направлении с. Больше-Устьинского, где, он, по-видимому, затухает. Сивокаменский тектонический вал с глубиной выполаживается. По кровле верхнего карбона в полосе Сивокаменского вала бурением установлены три изолированные поднятия. Северное из них расположено в районе с. Больше-Устьинского, среднее — в верховьях Сивокаменного лога и южное — на широте Улькундинского рифа. В плане эти поднятия имеют форму эллипсов, вытянутых параллельно оси вала. Размеры по длинной оси — до 14 км, амплитуды — не более 40 м.

Самая западная зона Юрезано-Сылвенской депрессии, расположенная между Сивокаменским валом и Уфимским плато, представляет собой тектоническую впадину. С поверхности она выполнена кунгурскими песчаниками, которые довольно интенсивно дислоцированы. Авторы выявили в этой зоне в результате дешифрирования аэрофотоснимков и маршрутных наблюдений ряд мелких (от 150 м до 2 км в поперечнике) антиклиналей и синклиналей. В плане они обычно имеют эллипсовидные или округлые очертания. Углы наклона их крыльев не превышают 6—8°. Некоторые из них (например, две структуры в районе с. Дуван) были известны и ранее и рассматривались как структуры облекания. Бурение на одной из этих структур показало, что рифовая фация под ней отсутствует. Поэтому все эти структуры следует считать тектоническими сооружениями.

Тектоника артинских, сакмарских и более древних отложений в зоне сочленения Уфимского плато с Юрезано-Сылвенской депрессией изучена пока только в самых общих чертах.

Артинские отложения на восточных склонах рифовых массивов залегают с крутым восточным падением. По данным бурения на восточном склоне Тастубского рифа, они наклонены к востоку под углом до 50°.

Глубокое бурение в районе с. Тастуба показало, что Тастубский рифовый массив приурочен к восточному крылу пологой антиклинали. Наклон этого крыла по кровле верхнего карбона составляет около 1°. Угол падения западного крыла несколько меньше. Указанная антиклиналь прослеживается вниз до верейского горизонта включительно. Видимо, данная антиклиналь соответствует плакантиклинальной структуре Уфимского плато, выраженной по пермоким отложениям.

Нижнекаменноугольные и девонские отложения в зоне сочленения Уфимского плато с Юрезано-Сылвенской депрессией падают на восток под углом, не превышающим 50' (~1°). Границе Юрезано-Сылвенской депрессии и Уфимского плато в кристаллическом фундаменте, по-видимому, соответствует глубинный разлом, который фиксируется сейсмическими данными (КМПВ) в виде довольно резкого уступа. К этой же полосе приурочена смена характера гравитационного поля.

Центральный и восточный блоки Юрезано-Сылвенской депрессии имеют более сложное строение, нежели западный блок. Геолого-съёмочные работы (Наливкин, 1949) выявили здесь ряд линейных асимметричных антиклиналей с более крутыми наклонами западных крыльев (до 40—70°), чем восточных. В результате геофизических (Хатьянов, Иванова, Вульфвич, 1964) и буровых работ установлено, что такие антиклинали, как например, Лаклинская и Юкаликулевская, прослеживаются по каменноугольным и девонским отложениям, в которых они несколько смещены к востоку.

Значительная по размеру Чепуровская антиклиналь выявлена сейсмозведочными работами по каменноугольным и девонским отложениям в западной части восточ-

ного блока. Эта антиклиналь вытянута на 30 км с юго-запада на северо-восток при ширине около 12 км и с запада примыкает к Лаклинскому разлому. Кроме того, сейсмические данные указывают на ряд более мелких поднятий в девонских и каменноугольных породах, участвующих в строении центрального блока. Все это дает основание предполагать, что девонские и каменноугольные отложения в восточной части Юрезано-Сылвенской депрессии довольно интенсивно дислоцированы. Видимо, на значительную глубину будут прослеживаться такие антиклинали, как Белокайтская, Березовская (южная часть Артинской) и др. Описанные нами закономерности строения южной части Юрезано-Сылвенской депрессии, вероятно, будут иметь место и в ее северной части. Поэтому мы полагаем, что все изложенное выше позволит более целенаправленно вести поиски структур, перспективных в отношении нефти и газа.

Литература

- Дорофеев Н. В., Рябинин В. И. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 200 000, лист № 40—III—NE (104), Мезагутовский район. Труды ВГРО, вып. 204, 1932.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Гостоптехиздат, 1949.
- Рождественский А. П., Донукалов Н. Ф. Основные черты структурно-тектонического плана северо-восточной части Башкирии и отражение их в рельефе. Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Вып. 2, 1959.
- Хатянов Ф. И., Иванова З. С., Вульфович Ю. Г. Тектоника Юрезано-Сылвенской депрессии. Геол. нефти и газа, № 4, 1964.

Башкирское территориальное
геологическое управление

Статья поступила
28 февраля 1966 г.

УДК 551.243(477.6)

Б. П. КАБЫШЕВ

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИРАЗЛОМНЫХ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СТРУКТУР (НА ПРИМЕРЕ ДОНБАССА)

На северной окраине Донбасса в последние годы структурно-поисковым бурением выявлена группа локальных структур (Варваровская, Боровская, Капитановская, Вергунская и др.), история и механизм формирования которых позволяет отнести их к приразломным складкам по классификации В. Е. Хаина (1964). Правда, рассматриваемые структуры являются конседиментационными, в отличие от постседиментационных у В. Е. Хаина. Располагаются они цепочкой в опущенном крыле Краснорецкого сброса, проходящего в 10—15 км к северу от Северо-Донецкого надвига.

Все прислоненные к Краснорецкому сбросу структуры являются однотипными, поэтому рассмотрим условия формирования более изученного из них Боровского поднятия. По каменноугольным отложениям (известняк N_3^2) оно представляет собой брахантиклинальную складку с размерами 14×4 км, амплитудой 40 м и углами наклона крыльев $2-4^\circ$ (рис. 1, 2). С глубиной амплитуда ее увеличивается. Триасовые и верхнемеловые отложения, перекрывающие каменноугольные с крупным стратиграфическим и угловым несогласием, залегают моноκлиально и, таким образом, Боровское поднятие погребено под мезозойскими отложениями. С севера структуру ограничивает Краснорецкий сброс, который имеет наклон плоскости сбрасывателя к югу под углом $65-70^\circ$. Сброс нарушает только каменноугольные отложения и так же, как и поднятие, в мезозойских отложениях не прослеживается.

Основные черты истории формирования Боровской структуры и Краснорецкого сброса сводятся к следующему. В каменноугольном периоде происходил конседиментационный рост их (рис. 2). Так, мощности отдельных свит карбона уменьшаются от крыльев (скважины 5, 11, 12) к своду (скважины 1, 4, 8) поднятия в следующих пределах: C_2^3 — от 262 до 237 м, C_2^4 — от 250 до 221 м, C_2^5 — от 235 до 210 м; мощности интервала разреза между известняками L_1 и M_5 — от 268 до 246 м, а между M_5 и N_1^3 — от 190 до 175 м. Все свиты залегают совершенно согласно, следовательно, указанное изменение мощностей осадков является конседиментационным.

О конседиментационном развитии Краснорецкого сброса в карбоне свидетельствуют следующие данные:

1. Наличие на границе блоков высоких, по сравнению с другими частями площади, прадриентов мощностей осадков. Так, мощности свит на поднятом крыле (скважина 9) уменьшаются по сравнению с опущенным (скважины 5, 12, 13) в следующих пределах: C_2^3 — от 262 до 228 м, C_2^4 — от 240 до 214 м, C_2^5 — от 235 до 177 м; мощности интервала разреза между известняками L_1 и M_5 — от 268 до 233 м, а M_5 и N_1^3 — от 190 до 161 м.

2. Краснорецкий сброс на Боровской площади подсечен в пяти скважинах: 335, 334 и 307 на глубинах 600—800 м в свитах C_2^7 — C_3^1 амплитудой 70—80 м и в скважинах 5 и 12 на глубинах 1420—1450 м в свитах C_2^3 — C_2^4 амплитудой 200—210 м. Амплитуда сброса увеличивается, следовательно, с глубиной на 130 м, причем, это увеличение происходит в интервале разреза, лишенном стратиграфических несогласий, что является прямым доказательством конседиментационного роста сброса. Если бы сброс возник только в предтриасовую фазу складчатости, то на разных глубинах в отложениях карбона он имел бы одинаковую амплитуду, чего в действительности не наблюдается.

В общем, амплитуда Боровского поднятия за время отложения свит C_2^5 , C_2^6 , C_2^7 и C_3^1 (до известняка N_1^3 увеличилась на 60 м, а Краснорецкого сброса — на 100 м². В эпоху образования донецкой складчатости (предподнеперское и предтриасовое время) происходило постседиментационное

формирование структуры и сброса, амплитуды которых в это время увеличились соответственно на 25 и 50 м. Краснорецкий сброс все это время развивался в два раза интенсивнее, чем прислоненное к нему поднятие. С триасового периода на площади формировалась моноклираль, наклоненная к югу. Боровская структура и Краснорецкий сброс прекратили свое развитие.

Подобно Боровскому поднятию формировались и другие структуры, прислоненные к Краснорецкому сбросу: Варваровская, Сиротинская, Лобачевская, Капитановская, Трехизбенская, Вергунская, Николаевская, Кружиловская. Все они погребены под мезозойскими отложениями и характеризуются конседиментационным развитием в каменноугольное время.

Морфология и история формирования Краснорецкого сброса и прислоненных к нему структур свидетельствуют о генетическом единстве их образования и о ведущей роли (первичности) разрывного нарушения в этом процессе. Это подтверждает выдержанность простираения цепочки структур и сброса, а также одинаковая история их формирования. Кроме того, Краснорецкий сброс является одним из региональных нарушений северной окраины Донбасса, подобный другим региональным разломам Доно-

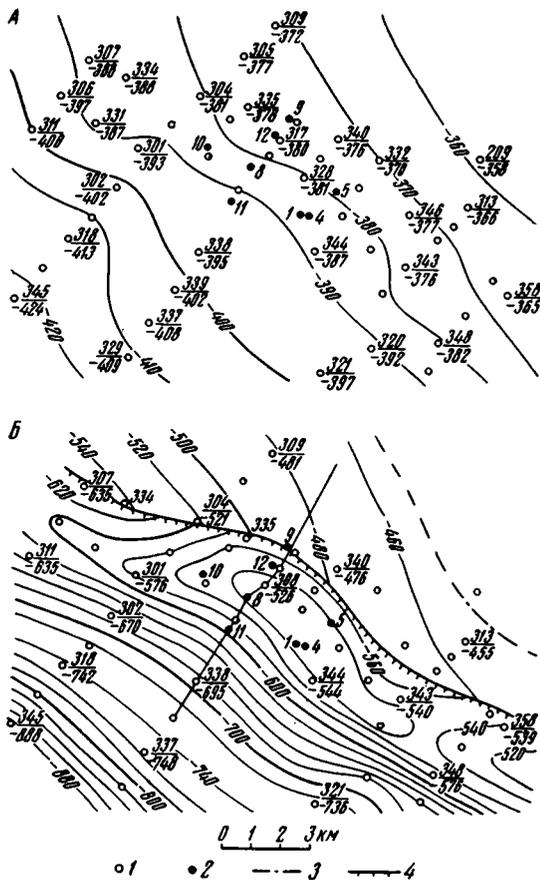


Рис. 1. Структурные карты по Боровской площади А — по подошве верхнего мела; Б — по известняку N_1^3 (московский ярус); 1 — структурно-поисковые скважины; 2 — разведочные скважины; 3 — линия размыва известняка N_1^3 ; 4 — линия Краснорецкого сброса

¹ Разность суммарных мощностей свит C_2^5 , C_2^6 , C_2^7 и C_3^1 на северном крыле и своде Боровского поднятия.

² Разность суммарных мощностей этих же свит в опущенном (северное крыло поднятия) и поднятом (скв. 9) крыльях сброса.

Днепровского прогиба. Он прослежен на расстоянии 200 км, а его амплитуда по низам карбона составляет несколько сотен метров. Прислоненные же к сбросу структуры являются локальными поднятиями — размеры их до 10—15 км, амплитуда — несколько десятков метров. Все это свидетельствует о генетической подчиненности структуре сбросу.

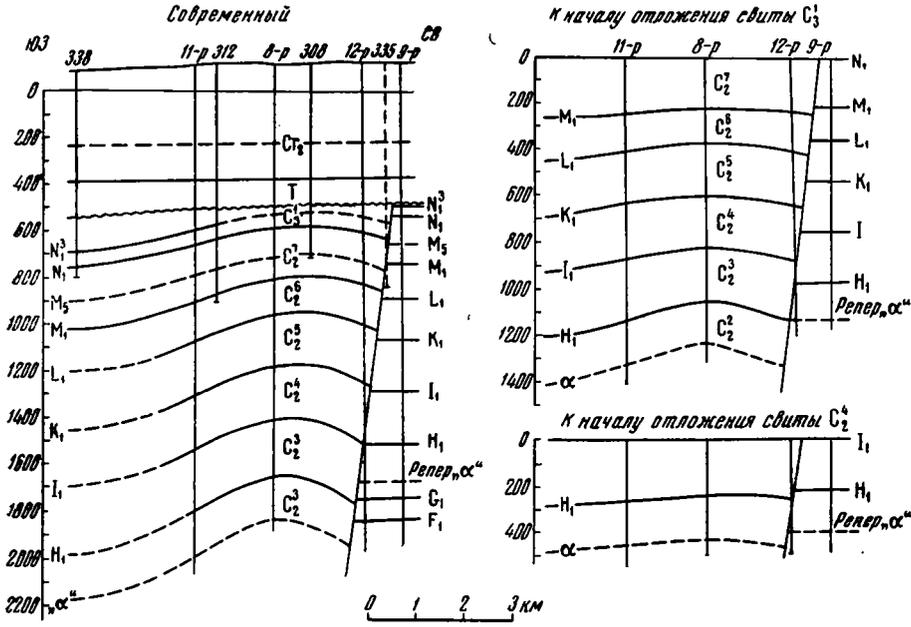


Рис. 2. Палеотектонические профили через Боровское поднятие

Основной причиной образования локальных структур типа Боровской, по нашему мнению, являются тангенциальные напряжения, возникающие в опущенном крыле конседиментационного сброса при погружении его вдоль наклонной поверхности сбрасывателя. Вследствие того, что в этом случае в опущенном крыле накапливаются большие мощности осадков, чем в приподнятом, каждый горизонт при погружении на глубину h_1 (из положения I в положении II) должен сократиться в размере на величину Δl (рис. 3), которая из ΔABC равна:

$$\Delta l = \frac{h_1 - h_2}{\text{tg } \alpha} = \frac{\Delta h}{\text{tg } \alpha}, \quad (1)$$

где α — угол наклона плоскости сбрасывателя, h_1, h_2 — мощности осадков соответственно в опущенном и приподнятом блоках, Δh — прирост амплитуды сброса.

Величины Δl , рассчитанные по формуле (1), приведены в таблице. При расчете принято, что прирост амплитуды сброса составляет 20% мощности осадков в приподнятом блоке, что в среднем соответствует Краснощезкому сбросу на участке Боровской структуры. Приведенные в таблице укорочения слоев во много раз превосходят укорочение, которое образуется при прогибании синеклизы и прохождении слоев через хорду (Косыгин, Магвицкий, 1948). В последнем случае при ширине зоны прогибания 100 км и погружении слоев на глубину 200 м величина укорочения составляет всего лишь 1,02 м (Сенченко, 1959). Многие исследователи (Асланян, 1955; Косыгин, Магвицкий, 1948; Сенченко, 1959 и др.) считают эту величину достаточной для создания тангенциальных напряжений, вызывающих формирование конседиментационных структур. В то же время для условий Боровской структуры и Краснощезкого сброса (угол наклона сбрасывателя 70°) при погружении слоев на 200 м укорочение их составляет 14,5 м, причем, оно возникает независимо от того, происходит ли погружение слоев до хорды или ниже ее,

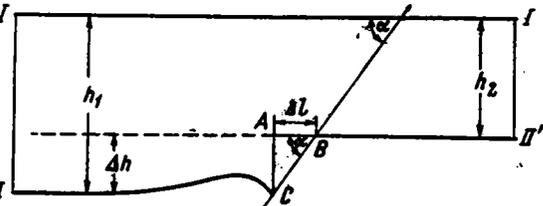


Рис. 3. Схема образования приразломной структуры

и независимо от направления абсолютного перемещения крыльев сброса: северо-восточного вверх или юго-западного вниз. В рассматриваемом случае оба крыла сброса испытывали абсолютное погружение (на них отлагался один и тот же стратиграфический комплекс осадков), но юго-западное крыло опускалось быстрее северо-восточного. Поэтому относительно северо-восточного крыла оно является опущенным. Можно полагать, что укорочение слоев, возникающее в опущенном крыле конседиментационного сброса, вызывает тангенциальные напряжения, которые приводят к сжатию слоев и короблению их в складку. Учитывая, что тангенциальные напряжения в горных породах передаются, по-видимому, на небольшое расстояние, по В. В. Бронгулееву (1951) максимум на 4—8 км, образующаяся складка должна располагаться непосредственно вблизи конседиментационного сброса.

Глубина погружения лежащего крыла H_2 , м	Угол наклона сбрасывателя α , °	Величина укорочения Δl , м
200	60	23,0
»	70	14,5
»	80	7,10
»	88	1,4
1000	60	115,5
»	70	72,6
»	80	35,3
»	88	7,0
2000	60	230,0
»	70	145
»	80	70,0
»	88	14,0

Подсчитаем амплитуду складки, которая должна в этом случае образоваться. Для этого воспользуемся формулой длины дуги, стягивающей хорду:

$$l^2 = a^2 + \frac{16}{3} H^2, \quad (2)$$

где a — длина хорды, соответствующая ширине складки; H — стрелка сегмента, соответствующая амплитуде складки; l — длина дуги, равная ширине складки плюс величина укорочения слоев.

Расчет по формуле (2) показывает, что при укорочении слоев на 14,5 и 72,6 м, возникающем при погружении их соответственно на 200 и 1000 м, должны образоваться складки амплитудой 145 и 330 м. Такие амплитуды значительно превышают амплитуды структур, прислоненных к Красноречскому сбросу. Это, по-видимому, объясняется тем, что только часть избытка длины слоев идет на образование складки, а остальная его величина погашается за счет уплотнения слоев в горизонтальном направлении, особенно тех, которые находятся на небольшой глубине.

В общем образование приразломных конседиментационных структур происходит следующим образом. При формировании конседиментационного сброса в опущенном крыле его возникает избыток длины слоев, вызывающий тангенциальные напряжения. В верхней части разреза, где осадки еще не консолидированы в твердые породы, эти напряжения, по-видимому, в основном погашаются за счет уплотнения осадка в горизонтальном направлении. Ниже, где осадки уже уплотнены, тангенциальные напряжения вызывают, кроме горизонтального уплотнения пород, коробление их в складки. Образуется постседиментационная структура. Ее рост оказывает влияние на процесс осадконакопления лежащих выше отложений, что приводит к формированию в них конседиментационной структуры. Происходит, таким образом, двойная трансформация движений: первичные вертикальные движения по разрывному нарушению трансформируются в тангенциальные, вызывая коробление уплотненных пород. Через образующуюся при этом постседиментационную складку тангенциальные напряжения трансформируются вновь в вертикальные, вызывая образование конседиментационной складки. С прекращением роста сброса исчезает источник тангенциальных напряжений, что приводит и к прекращению роста приразломных структур. Вследствие этого в верхнем структурном этаже, куда не распространяется разрывное нарушение, приразломные структуры не проявляются. Так можно объяснить то, что рассмотренная выше Боровская палеозойская структура поребена под мезозойскими отложениями.

Описанное объяснение механизма образования приразломных конседиментационных структур, на первый взгляд, как будто бы содержит в себе противоречие: локальные поднятия, образующиеся за счет сил сжатия, формируются рядом и одновременно со сбросами, являющимися структурными формами растяжения. Казалось бы, что слои должны не укорачиваться, а свободно перемещаться в сторону в горизонтальном направлении — в данном случае к югу, где проходила ось Донецкого бассейна седиментации. Однако это противоречие только кажущееся и вполне объяснимое, если учесть масштабность явлений. Необходимо иметь в виду, что структуроформирующий сброс является региональным нарушением. В период прогибания в бассейне в региональном плане господствовали напряжения растяжения, которые совместно с дифференцированными движениями блоков фундамента приводили к образованию региональных конседиментационных сбросов. Это — основной и ведущий процесс на стадии прогибания региона. Но вследствие наклонного положения поверхности сбрасывателя в опущенном крыле сброса возникают местные, второстепенные по сравнению с основными, напряжения сжатия, приводящие к образованию локальных поднятий. Движение слоев опущенного крыла сброса в горизонтальном направлении будет происходить только в узкой полосе (3—5 км) вблизи линии сброса, приводя к образованию гори-

зонтальной составляющей амплитуды сброса, по величине равной указанному выше избытку длины слоев Δl (рис. 3). Дальше же от сброса слоям некуда двигаться, так как Донецкий бассейн в период осадконакопления в карбоне с севера и юга ограничивался несколькими параллельными сбросами, подобными Красноредецкому, наклоненными в сторону его оси. Избытки длины слоев разрешались вблизи сбросов, а не передавались в осевую часть прогиба. Об этом свидетельствует тот факт, что структуры осевой части Донбасса (Главный, Северный и Южный антиклинали) во время осадконакопления в карбоне не формировались (Левенштейн, 1963).

Приразломные конседиментационные структуры, по-видимому, являются характерным типом структур краевых зон грабенообразных прогибов (авлакогенов), интенсивно нарушенных крупными разломами.

На северной окраине Донбасса приразломные конседиментационные структуры высоко перспективны в газоносном отношении, а на некоторых из них (Боровская и др.) уже открыты промышленные залежи газа. Поэтому изучение особенностей формирования и закономерностей распространения таких структур имеет большое практическое значение. Кроме того, перспективными на поиски погребенных приразломных структур являются зоны краевых дислокаций Днепровско-Донецкой впадины.

Литература

- Асланян А. Т. Исследование по теории тектонической деформации Земли. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1955.
- Бронгулеев В. В. Мелкая складчатость платформы. Изд. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1951.
- Косыгин Ю. А., Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, 1948.
- Левенштейн М. Л. Анализ изменения мощности каменноугольных отложений Донецкого бассейна. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
- Попов В. С., Лапкин И. Ю. Основные черты геологического строения северной окраины Донецкого бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, 1953.
- Сенченко Г. С. О роли тангенциальных напряжений в формировании платформенных структур. В кн. «Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии». Изд. Башкирского фил. АН СССР, Уфа, 1959.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.

Украинский научно-исследовательский
геологоразведочный институт

Статья поступила
4 октября 1965 г.

УДК 551.24(571.5)

Е. Н. АЛТУХОВ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Выяснением тектонического строения юго-западного обрамления Сибирской платформы занимались А. Д. Архангельский, А. А. Борисьяк, Э. Зюсс, Де-Лоне, В. А. Обручев, С. В. Обручев, М. М. Тетяев, М. А. Усов, А. Н. Чураков, Н. С. Шатский и многие другие. Наиболее обоснованную схему тектонического строения рассматриваемой территории предложил В. А. Кузнецов, идеи которого до сих пор используются при тектонических построениях (Амантов, Матросов, 1961; Белостоцкий и др., 1959; Зайцев, 1964; Мелешенко и др., 1960).

В настоящее время область, лежащую к юго-западу от Сибирской платформы, большинство исследователей стало рассматривать как сложную глыбово-складчатую структуру, состоящую из складчатых зон различного возраста: байкальской, салаирской и каледонской. Строение и развитие двух последних зон всем более или менее ясно, тогда как понимание байкалид наиболее запутано, и различные исследователи вкладывают в это понятие разный смысл. Как известно, Н. С. Шатский под байкалидами понимал структуры, закончившие геосинклиналиное развитие в конце докембрия — начале верхнего кембрия (Шатский, 1963). В последнее время выяснилось, что

многие структуры обрамления сформировались уже к началу палеозоя (Белостоцкий и др., 1959; Алтухов, Смирнов, 1964, 1966; Зайцев, 1964 и др.), но по-прежнему некоторые исследователи продолжают включать их в байкалиды вместе со структурами, действительно сформировавшимися в первой половине кембрия.

Так, И. И. Коропец и некоторые другие геологи включают в байкалиды те структуры, которые уже давно многими считаются салаирскими (юго-западная часть Восточного Саяна, салаирнды Тувы и др.). В. Г. Никульченко (1965) считает байкалидами структуры доверхнепротерозойские, а верхнепротерозойско-кембрийские относит к каледонидам. Е. В. Павловский (1956), а вслед за ним В. Г. Беличенко и П. М. Хренов (1965), полагают, что вся Саяно-Байкальская складчатая область не является типичным каледонским сооружением.

Таким образом, одну и ту же складчатую зону различные исследователи трактуют по-разному и включают в нее разновозрастные структуры с разной геологической историей и принципиально различными, в частности, типами проявления магматизма и связанной с ними металлогении. Особенно ярко это проявилось на примере Сангилен. И. И. Белостоцкий и др. (1959) включают эту структуру в байкалиды, выделяя на Сангилене геосинклинальные кембрийские формации (чахьертуйская и уланэргинская свиты); другие же исследователи тоже включают Сангилен в зону байкалид, считая, что геосинклинальных формаций кембрийского возраста в его пределах нет и не было (Алтухов, Смирнов, 1964, 1966). Такая широкая трактовка одной и той же тектонической единицы сильно затруднила не только проведение теоретических обобщений, но и решение ряда практических задач, связанных с прогнозированием здесь месторождений полезных ископаемых. Возникла необходимость конкретизировать смысл байкалид и на основе историко-тектонического анализа выделить из сложной по своему развитию зоны структур юго-западного обрамления Сибирской платформы такие докембрийские складчатые сооружения, которые по всем признакам можно было бы уверенно объединить в одну складчатую зону. Такая складчатая зона была выделена под названием рифейской (Алтухов, Смирнов, 1964, 1966).

Под рифеидами мы понимаем структуры, закончившие свое геосинклинальное развитие в рифее, до начала палеозоя. В зону рифеид нами включаются: Протеросаян, Западный Хамар-Дабан, считающиеся ранее докембрийскими (ранними) байкалидами, нагорье Сангилен и прилегающие к нему части Монголии, вопрос о возрасте которых до сих пор однозначно не решен. На большинстве тектонических карт последний выделяется под названием Монгольско-Тувинского массива (Кузнецов, 1952; Мелешенко и др., 1960, Зайцев, 1964 и др.). Другие исследователи (Белостоцкий и др., 1959) рассматривают Сангилен в составе складчатых сооружений, сформировавшихся к концу докембрия — началу кембрия. При этом Сангилен включается в одну зону с Протеросаяном, хотя там кембрий представлен формациями внешнего геосинклинального прогиба, отдаленными от докембрия перерывом и структурным несогласием. На Сангилене те же исследователи признают наличие кембрийских геосинклинальных отложений, не отделенных от докембрия структурным несогласием, в некоторых участках даже связанных с ним постепенным переходом. Л. П. Зоненшайн и Г. А. Кудрявцев (1960) рассматривают Сангилен в качестве зоны ранней консолидации в области салаирской складчатости. Наконцев, Г. А. Кудрявцев (1965) включает Сангилен в область докембрийской складчатости (байкалиды), выделяя в его пределах участки регенерации в кембрии, сложенные геосинклинальными формациями нижнекембрийского возраста чахьертуйская и уланэргинская свиты. В этих участках, по мнению Г. А. Кудрявцева, структуры байкалид максимально переработаны кембрийскими движениями. Подобные представления вытекают из того, что на Сангилене многие исследователи признают наличие кембрийских отложений геосинклинального типа (Ильин, 1958 и др.). Вместе с тем уже было показано, что кембрийские геосинклинальные отложения на Сангилене нет, а отложения чахьертуйской и уланэргинской свит (сложены геосинклинальными формациями), считавшиеся до этого кембрийскими, в действительности завершает разрез докембрия Сангилен (Смирнов, Алтухов, 1963, 2; Боровская, Зайцев, 1965; Юдин, 1965 и др.).

Согласно изложенным ранее представлениям на стратиграфию древних отложений структур юго-западного обрамления Сибирской платформы (Алтухов, Смирнов, 1964, 1966 и др.), в истории развития рассматриваемой территории выделяются два крупных этапа: главный геосинклинальный и заключительный, или орогенный. Складчатые движения в конце главного геосинклинального этапа развития создали зону рифеид (перечисленные выше структурные элементы зоны). Развитие их происходило в общем непрерывно с протерозоя до конца рифея. В этот промежуток времени был сформирован комплекс отложений главного этапа развития геосинклинали, полно характеризующий ее основные стадии — начальную (терригенная формация), среднюю (карбонатная формация) и позднюю (карбонатно-терригенно-вулканогенная формация). К последней стадии приурочен главный этап магматической деятельности, закончившейся в конце рифея (Алтухов, 1964 и др.).

Во внутренних частях рифеид кембрийские отложения залегают полого с крупным перерывом и резким структурным (региональным) несогласием на подстилающих образованиях докембрия. Отложения кембрия представлены орогенными формациями: грубообломочной терригенно-вулканогенной, наземно-вулканогенной. Некоторую роль в их составе играют прослои карбонатных пород, вероятно, рифогенной фации. Эти

столжения (кухемская, акхемская и другие свиты) слагают структуры типа мульд и грабен-синклиналей с пологим залеганием слоев. Все это указывает на то, что за всю послерифейскую историю складкообразовательных движений в зоне рифейд не было, а предкембрийское несогласие, сопровождаемое тектоно-магматическим циклом, имеет генеральное значение и представляет собой естественно-исторический рубеж в геологической истории региона.

В зоне рифейд обособляется еще одна структура — Сархойский синклиниорий, vyplненный терригенно-вулканогенной, доломитовой, известняковой, грубообломочной терригенной и другими формациями. Автор рассматривает его, вслед за И. И. Белостоцким и др. (1959), как внешний геосинклинальный прогиб.

Характерной особенностью строения зоны рифейд является наличие выступов архейского фундамента, сложенного гнейсами шарыжалгайского комплекса (Смирнов, 1959; Зайцев, 1964; Алтухов, Смирнов, 1966 и др.). В структурном отношении эти выступы представляют собой выходы на поверхность комплекса основания геосинклинальной зоны (Муратов, 1963, 1964, 1965). В настоящее время известно лишь одно местоположение такого выступа, находящегося в верховьях рек Иркут и Китой (Гарганская глыба). Однако ряд признаков указывает на существование подобных, но погребенных глыб и в других местах (в основании Одурум-Шутхулайского поднятия, Сангилен и т. д.). Главными из этих признаков являются: сокращенные мощности разреза по сравнению с окружающими районами; широкое развитие в комплексе отложений главного этапа геосинклинального развития брахиоформных структур, указывающих на возможную близость жестких блоков; поверхностный план размещения складчатых структур и некоторые другие признаки.

К западу от рифейской складчатой зоны располагаются структуры области палеозойской складчатости. В этой области принято выделять структуры кембрийского этапа развития — ранние каледониды или салаириды (Зайцев, 1964 и др.). Эти структуры четко обособляются в пространстве как от рифейд, так и от собственно каледонид.

Для внутренних частей салаирид, по мнению большинства исследователей, отмечается тесная связь докембрийского цикла осадконакопления с палеозойским, а также преемственность структурного плана кембрия от докембрия. Однако по восточной окраине зоны салаирид и особенно на границе ее с рифейдами, по данным Н. С. Зайцева (1964), В. Б. Агентовой (1965), А. Д. Смирнова и др. (1968) и других исследователей, выявляется отчетливое несогласие и перерыв в основании кембрия. В этих местах кембрийские структуры резко наложены на рифейские и характеризуются отличным от них структурным планом.

Одни исследователи (Кудрявцев, 1965), считают, что рубеж, с которым связана смена тектонического режима развития салаирид в центральных частях Восточной Тувы, приходится на перерыв внутри докембрия (перед поздним докембрием), в то время как предкембрийскому несогласию и перерыву такого значения не придается. Другие (Агентов, 1965 и др.), точку зрения которых разделяет автор, полагают, что предкембрийское несогласие и перерыв и в этой части зоны салаирид имеет важнейшее структурное значение. С этого времени в салаирской геосинклинали рассматриваемой территории началась новая стадия развития (спилито-кератофирровая, зелено-каменно-порфиритовая, карбонатная и другие формации), в результате чего структуры, созданные тектоническими движениями докембрийской стадии развития, после поднятия и некоторой консолидации были вновь вовлечены в геосинклинальное погружение, а в настоящее время в ряде мест выведены на поверхность (Казырский, Харальский и другие горсты — см. рисунок).

Главный геосинклинальный этап развития салаирид закончился в среднем кембрии. С конца кембрия — начала ордовика структуры зоны салаирид вступили в орогенный этап развития. Лишь в пределах Западного Саяна (каледониды) тектонические движения в кембрии не привели к ликвидации геосинклинального режима, продолжавшегося в одних местах до верхнего силура, в других — до девона, после чего и каледониды вступили в орогенный этап развития (Зайцев, 1964 и др.). Анализируя характер сопряжения структур рифейд и салаирид, необходимо отметить, что в большинстве мест это происходит по зонам глубинных разломов, обычно маркируемых офиолитами. Однако четкость этой границы не везде одинакова. Наименее четко эта граница выражена в восточных районах Тувы, где, по справедливому замечанию Л. П. Зоненшайна и Г. А. Кудрявцева (1960), наблюдается вклинивание салаирских структур в рифейские в виде многочисленных «залывов» различной глубины. Вдоль зоны сопряжения салаирид и рифейд выделяется Восточно-Тувинский гранитоидный пояс (Зоненшайн, Кудрявцев, 1960) нижнепалеозойского возраста. К этой же зоне приурочено и широкое проявление девонского магматизма, т. е. эта зона является долгоживущей.

Отмечается взаимодействие рифейд и салаирид, выражающееся в том, что важнейшие структурные особенности салаирид находятся в зависимости от особенностей тектоники их рамы. Действительно, кембрийские прогибы развивались преимущественно на крыльях положительных или в пределах отрицательных рифейских структур. Ориентировка таких прогибов обычно согласуется с направлением основных структур рифейской рамы (Сархойский, Казыр-Кизирский синклиниорий и др.). Развитие же рифейд в кембрии в некоторой степени находилось в зависимости от тектонических процессов, протекавших в салаирской геосинклинали (крупные зоны разломов в зоне рифейд

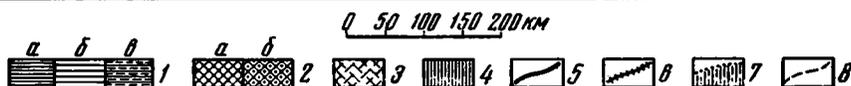
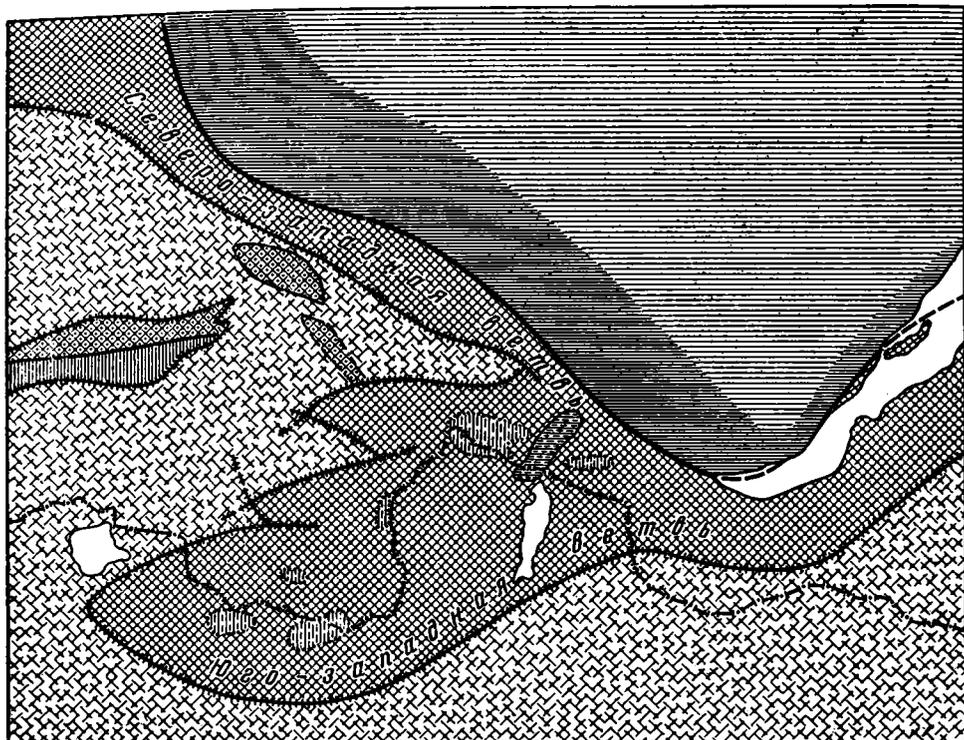


Схема взаимоотношения рифейд и салаирид по юго-западной окраине Сибирской платформы

1 — дорифейская платформа: а — активизированный в верхнем рифее край платформы; б — дорифейская платформа; в — выступы допротерорифейского фундамента в зоне рифейд; 2 — рифейды: а — главные ветви рифейд; б — выступы рифейских структур в салаиридах; 3 — салаириды; 4 — восточное окончание ордовикского прогиба каледонид; 5 — зона краевого разлома; 6 — зоны пограничных разломов; 7 — 8 — приблизительные контуры: 7 — наложенных кембрийских структур на рифейдах; 8 — выступов рифейских блоков

продолжали жить в кембрии, с ними часто был связан кембрийским вулканизмом и т. д.).

Таким образом, рифейские и салаирские структуры в рассматриваемой части горного пояса юга Сибири образуют вполне самостоятельные складчатые зоны со собственными им чертами структурного плана магматической деятельности и металлогении. По мнению многих исследователей, салаирская эпоха является начальным этапом каледонского цикла развития (Шейнманн, 1958, Зайцев, 1964 и др.).

Уже давно было подмечено последовательное смещение возраста складчатых зон в направлении от платформы. Однако необходимо заметить, что параллельно со смещением возраста складчатости в юго-западном направлении последовательно ослабевают признаки геосинклинального развития соответствующих складчатых зон. Так, салаирская геосинклиналь, в отличие от рифейской, сильно редуцирована во времени, с чем, возможно, связана неполнота ее магматического цикла (отсутствие завершающих геосинклинальное развитие нормальных гранитов и граносениитов).

Из изложенного ясно, что рифейский тектонический цикл на всей рассматриваемой территории нигде не переходит в кембрийский период и полностью завершается перед ним. Этот цикл одновременно отчетливо и резко проявился всюду: как близ окраины Сибирской платформы, так и далеко от нее, в частности на Сангилене.

Строение главнейших структур юго-западного обрамления Сибирской платформы — Протеросаяна, Западного Хамар-Дабана и Сангилена, описано нами ранее (Алтухов, Смирнов, 1966). Напомним лишь, что эти структуры образуют две четко выраженные ветви: Восточно-Саянскую и Хамар-Дабан-Сангиленскую с узлом схождения их в Западном Прибайкалье. Главное отличие этих структур состоит в их положении относительно края Сибирской платформы, причем Сангилен располагается дальше всего от платформы, в глубине салаирской складчатой зоны, окаймляющей его с

северо-запада и юга. В связи с этим возможно допустить, что тектонические движения, происходившие в кембрии, наиболее интенсивно отражались на структуре Сангилен, который в первой половине кембрия был областью сноса (Алтухов, Лучицкая, 1962). Возможно, что эти движения вызывали не только блоковое дробление Сангилен, но и «захлестывали» его кембрийской магматической деятельностью, особенно в краевых частях. Поэтому нам представляется возможным ожидать на Сангилене интрузивные породы кембрийского возраста в резко, впрочем, подчиненном значении относительно рифейских.

Все изложенное позволяет сделать вывод о том, что структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы, включая и Сангилен, необходимо считать докембрийскими (рифиды), поскольку все они закончили свое геосинклинальное развитие еще в верхнем докембрии. Эти структуры образуют крупную самостоятельную разновозрастную складчатую зону, соизмеримую со складчатыми зонами более молодого возраста.

Литература

- Агентов В. Б. Нижнекембрийская опилито-кератофировая формация Восточной Тувы. Автореф. канд. дис., М., 1965.
- Алтухов Е. Н. К обоснованию рифейской интрузии на Сангилене. Докл. АН СССР, т. 152, № 5, 1963.
- Алтухов Е. Н., Лучицкая А. И. Кембрийские конгломераты верховьев рек Шурмак и Нарын (ю.-в. Тува). Докл. АН СССР, т. 146, № 2, 1962.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. О месте структуры Сангилен в рифейской зоне юга Сибири. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 39, вып. 3, 1964.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. Главнейшие структуры рифид юга Сибири. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 41, вып. 1, 1966.
- Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. Тр. ВСЕГЕИ, т. 58, 1961.
- Беличенко В. Г., Хренов П. М. О байкальских каледонидах. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1965.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 34, вып. 1, 1959.
- Боровская И. С., Зайцев Н. С. О фосфоритах в нижнем рифее горного обрамления юга Сибири. Докл. АН СССР, т. 165, № 2, 1965.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области. В кн. «Докл. сов. геологов. XXI сессия Международного геол. конгресса. Каледонская орогенция». Изд-во АН СССР, 1960.
- Ильин А. В. Стратиграфия докембрийских отложений нагорья Сангилен и некоторые закономерности распределения железистых кварцитов. Автореф. канд. дисс., М., 1958.
- Кудрявцев Г. А. Некоторые черты тектонического развития территории Тувы в позднем докембрии и нижнем палеозое. В кн. «Тектоника Сибири», Т. 2, Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Кудрявцев Г. А. Основные черты тектоники Тувы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 40, вып. 2, 1965.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. Тр. горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 12, 1952.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н., Казаков И. Н. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 32, Госгеолтехиздат, 1960.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. В кн. Международный геол. конгресс. XXII сессия. «Деформация пород и тектоника». Изд-во АН СССР, 1964.
- Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. Геотектоника, № 1, 1965.
- Никульченко В. Г. Геологическое строение и история тектонического развития западной части Восточного Саяна. Автореф. канд. дис., Л., 1965.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1956.
- Смирнов А. Д. Размещение гранитоидных массивов и связанных с ними редкометалльных пегматитов в общей структуре Восточного Саяна. Тр. ИМГРЭ, вып. 1, Изд-во АН СССР, 1959.

- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н. Сопоставление разрезов докембрия нагорья Сангилен и Восточного Саяна. Докл. АН СССР, т. 145, № 1, 1962.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н. О границе кембрия и докембрия нагорья Сангилен. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1962 и № 4, 1963.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н. О возрасте отложений чахыртойской, уланэргинской и нижнетатсинской свит Сангилен. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1963.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В. и др. Рифиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. Изд-во «Наука», 1966.
- Радугин К. В. О кембрийской складчатости. В кн. «Доклады советских геологов». XXI сессия. Международный геол. конгресс. Каледонская орогения. Изд-во АН СССР, 1960.
- Шатский Н. С. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. В кн. «Избранные труды», т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты развития складчатой структуры Азии. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 8, 1958.
- Юдин Н. И. Фосфоритонность докембрийских отложений юго-восточной части Тувинской АССР. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1965.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов АН СССР
Министерство геологии СССР

Статья поступила
20 марта 1966 г.

УДК 551.24(571.56)

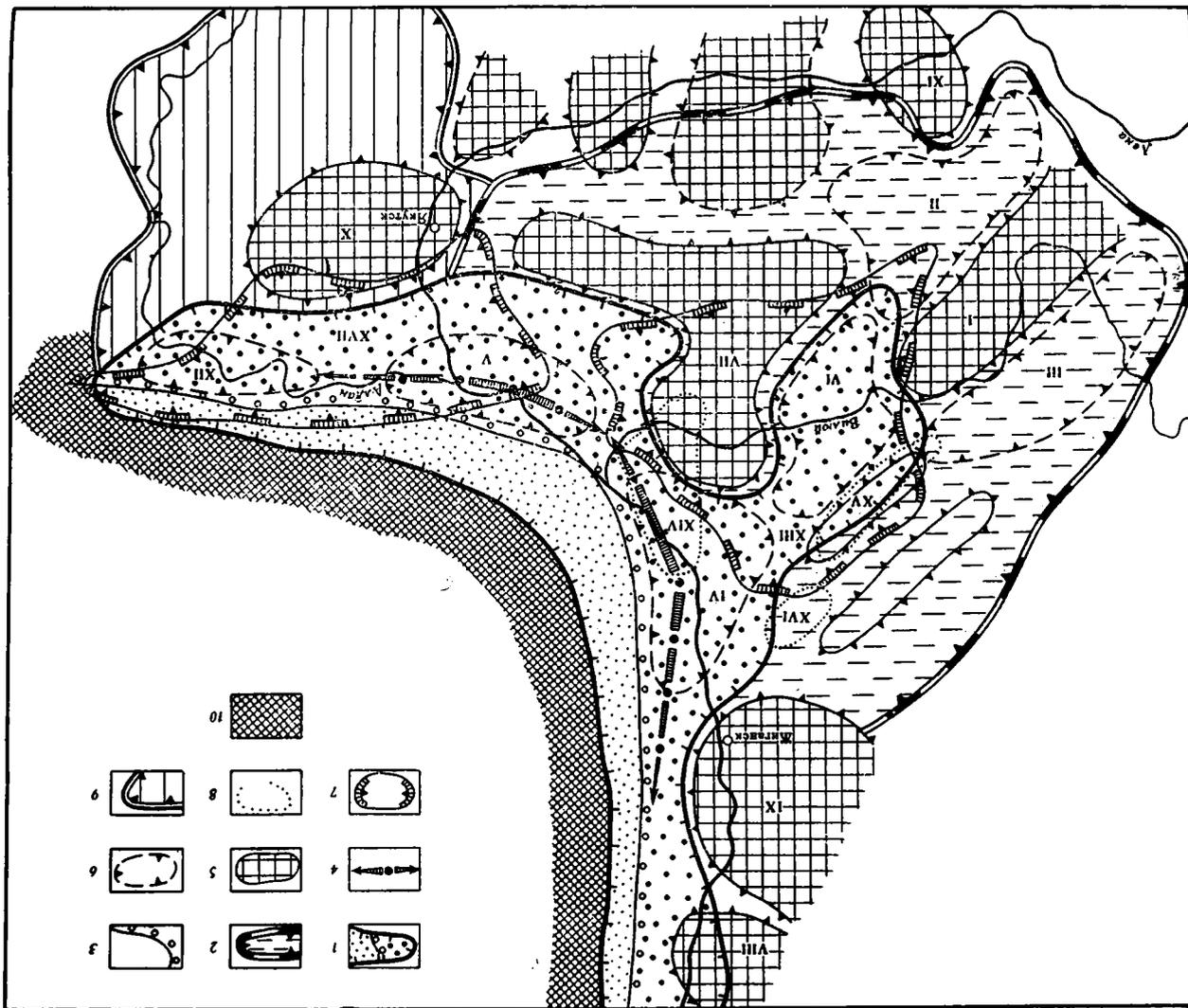
А. Е. КИСЕЛЕВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГРАНИЦАХ, ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРИВЕРХОЯНСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА И О ХАРАКТЕРЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЕГО С ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗОЙ

Среди регионов Восточной Сибири, перспективных на нефть и газ, заслуженное внимание привлекают Приверхоанский краевой прогиб и Вилюйская синеклиза. Здесь уже открыто пять газовых месторождений. Данные о геологическом строении этих регионов, их истории развития и взаимосвязях с окружающими структурными зонами представляют существенное значение для определения основного направления нефтепоисковых работ и быстрого открытия новых газонефтяных залежей и месторождений.

В настоящее время нет единого мнения о времени заложения и развития Приверхоанского краевого прогиба и Вилюйской синеклизы, их границах и характере сочленения. Недавно была высказана идея о том, что Вилюйская синеклиза сливается с Приверхоанским прогибом, представляя собой его гигантское внешнее крыло (Штех, 1964). С таким утверждением согласиться, на наш взгляд, невозможно, поскольку последние фактические материалы свидетельствуют о другом типе сочленения краевого прогиба и синеклизы. При этом следует подчеркнуть, что наиболее правильное представление о строении Приверхоанского прогиба было опубликовано в свое время Ю. М. Пушаровским (1955, 1958, 1959). Идеи и выводы Ю. М. Пушаровского по этому вопросу получают сейчас новое подтверждение и дальнейшее развитие.

Приверхоанский краевой прогиб и Вилюйская синеклиза, располагающиеся в зоне, переходной от восточной окраины Сибирской платформы к Верхоянской складчатой области, характеризуются различной историей развития. Последовательно отражая крупные тектонические этапы формирования данного участка земной коры и находясь в тесной связи с общей историей развития Сибирской платформы и Тихоокеанской геосинклинали, краевой прогиб и синеклиза являются разновозрастными структурами. Образованная на протерозойском основании Вилюйская синеклиза (Сунтарской экважидной вскрыты протерозойские породы) развивалась на протяжении всего палеозоя и мезозоя, достигнув максимального прогибания в юрский период. Приверхоанский краевой прогиб, отличающийся относительной молодостью, заложился и существовал, как показывают развитые в нем формации, преимущественно в нижнемеловую эпоху. Стало быть, формирование краевого прогиба в зоне сочленения Сибирской платформы и Тихоокеанской геосинклинали, вслед за Вилюйской синеклизой и Верхоянской геосинклинали, представляет собой следующий тектонический этап развития земной коры.



Тектоническая схема Вилюйской синеклизы и Приверхоёнского прогиба по литостратиграфическим, геофизическим и буровым данным с использованием схем других исследователей

1 — Приверхоёнский прогиб; 2 — Вилюйская синеклиза; 3 — граница внешней и внутренней зон краевого прогиба; 4 — осевая линия максимального прогибания Приверхоёнского прогиба; 5 — сводовые поднятия: I — Сунтарское ($St - I_1^2, I_2 - Q$)¹, VII — Лено-Вилюйское ($Cr_1^3 - Cr_1^5$), VIII — Джарджанское ($St - I_1^2$), IX — Муёское ($O - I_1^2; Cr_1^3 - Q$), X — Якутское ($St - I_1^2; Cr_1^3 - Q$), XI — Олекминское ($St - Q$); 6 — впадины синеклиз и прогиба: II — Кемпедяйская ($St - C_1; T_1 (?) ; Cr_1^1$), III — Ыгыатганская ($St - C_1$), IV — Линденская ($T_2 - Cr_1^3$), V — Ситтенская ($T_2 - Cr_1^3$), VI — Чыбыдинская ($Cr_1^3 - Cr_1^6$), XII — Томпонская ($Cr_1^2 - Cr_1^3$); 7 — крупные наложенные впадины: XIII — Тимердякская (Cr_2), XIV — Тампыльканская (Cr_2), XV — Тююгская (Cr_2); XVI — Бахынайская (Cr_2) XVII — Алдакская (N); 8 — мелкие наложенные впадины; 9 — Амгинская синеклиза; 10 — Верхоянская складчатая область

¹ В скобках указано время развития названных структур.

Границы Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба проведены нами по контурам максимального распространения осадков определенных подразделений мезозоя, опоясывающим наиболее прогнутые компенсированные осадкоотложением зоны отдельных этапов развития этих структур.

Граница Вилюйской синеклизы соответствует контуру развития среднеласовых отложений, во время формирования которых данная структурная зона имела более выраженный депрессионный характер (см. рисунок). Ее протяженность составляет около 570 км при ширине 270—670 км. На северо-западе синеклиза сопряжена со слабо погружающейся на юг Анабарской антеклизой, а на западе — с восточным окончанием Тунгусской синеклизы и Байкальской складчатой областью. На юге на значительном протяжении она контактирует с Алданской антеклизой. Вилюйская синеклиза через незначительный порог, обусловленный крупным Ботубунским поднятием, переходит на западе в неглубокий внутриплатформенный мезозойский Ангаро-Вилюйский прогиб (Масайтис, 1955), существовавший в нижнеюрскую эпоху и генетически связанный с развитием синеклизы в период ее максимального прогибания.

Если границы Вилюйской синеклизы определяются легко и у большинства геологов не вызывают сомнения, то границы Приверхоянского краевого прогиба, особенно в месте его сопряжения с синеклизой, до последнего времени разные исследователи (П. Н. Кропоткин, Н. П. Херасков, С. П. Ситников, Ю. М. Пушаровский, А. Е. Киселев, В. В. Панов, В. В. Забалуев, А. В. Лейпшиг и другие) проводят по-разному. Между тем, полученные нами литостратиграфические данные свидетельствуют о том, что формирование Приверхоянского прогиба проходило в два этапа, резко отделенные друг от друга, и что в процессе развития прогиб постепенно сужался и становился более дифференцированным и разобщенным по простиранию. В связи с этим проводятся две разновозрастные границы. Одна из них, отвечающая заложению Приверхоянского прогиба, соответствует контуру распространения раннемеловых отложений (батыльхской свиты), другая, характеризующая последний этап его существования — замыкание, проведена по контуру развития позднемеловых пород (бахынайской серии)¹. Границы краевого прогиба на изученной территории выражены четко, хорошо согласуются с имеющимся тектоническим и стратиграфическим материалом и подтверждаются новыми данными глубокого бурения, свидетельствующими о наличии в зоне перехода синеклизы в крайовой прогиб региональных разломов, по которым изливались габбро-базальтовые магмы (на Неджелинской площади вскрыты пластовые залежи долеритов).

Приверхоянский крайовой прогиб протяженностью более 1300 км и шириной 70—210 км на значительной территории граничит с различными структурными элементами платформ, которые в определенной мере обусловили характер развития его отдельных частей и наблюдающиеся между ними различия по простиранию. На западе и юго-западе такими структурами являются Анабарская и Алданская антеклизы, разделенные широкой Вилюйской синеклизой. На юго-востоке Сибирской платформы, по периферии Алданской антеклизы крайовой прогиб контактирует с Амгинской синеклизой (Учуро-Алданской впадиной К. Б. Мокшанцева и Д. К. Горнштейн), маломощные мезозойские отложения которой генетически связаны с разновозрастными комплексами краевого прогиба и Вилюйской синеклизы. С восточной стороны располагается резко выраженная в рельефе Верхоянская складчатая область, которая была ведущим тектоническим элементом при заложении, формировании и замыкании краевого прогиба. Южное окончание прогиба резко обрывается перед палеозойским антиклинорием Сетта-Дабана, отделяясь от последнего крутыми взбросами (Пушаровский, 1955, 1958, 1959). Северное окончание прогиба, по мнению Ю. М. Пушаровского, располагается в устьевой части Лены и переходит в Лено-Анабарскую мезозойскую впадину.

Сопоставление разрезов мезозойских отложений по литологическому составу и мощностям вдоль прогиба свидетельствует о единой истории геологического развития и подтверждает старое предположение автора о том, что так называемая Лено-Анабарская впадина является непосредственным продолжением северной части Приверхоянского прогиба. Те различия тектонического строения между Лено-Анабарской впадиной и северной частью Приверхоянского прогиба, какие берутся, по-видимому, за основу их разделения (Пушаровский, 1959), наблюдаются и в остальных частях краевого прогиба. Это обусловлено тектонической связью отдельных частей прогиба с различными структурными элементами платформы и неодинаковой глубиной залегания кристаллического фундамента.

Как упоминалось, Вилюйская синеклиза заложилась на дорифейском платформенном фундаменте (Шатский, 1932) в пределах восточной окраины Сибирской платформы между Анабарским массивом и Алданским щитом. Она представляет собой большую и относительно глубокоую синклинальную структуру северо-восточного простирания с пологими асимметричными бортами и хорошо выраженным конусообразным расширением

¹ В разрезе мезозойских отложений Приверхоянского краевого прогиба между сангарской и вилюйской сериями автор выделяет новую бахынайскую серию, состоящую из трех свит.

(270—670 км) от среднего течения Вилюя до левобережья Лены. Синеклиза выполнена хемогенными и терригенными отложениями нижнего и среднего палеозоя, повсеместно распространяющимися толщами верхнего палеозоя и особенно широко развитыми осадками нижнего триаса, юры, раннего мела (валанжина) и верхнего мела.

На северо-востоке Вилюйская синеклиза граничила в мезозое с весьма интересной структурной зоной, названной нами, согласно определениям Д. В. Наливкина (1962), Верхоянской миогеосинклинали, которая представляла собой широкую вытянутую зону, располагавшуюся между Сибирской платформой и Тихокеанской эвгеосинклинали. Верхоянская миогеосинклиналь, развивавшаяся одновременно с Вилюйской синеклизой, находилась, по нашему мнению, в пределах юго-западного склона Верхоянского хребта и современной территории Приверхоанского прогиба и сочленялась, по-видимому, с соседними платформенными структурами по крупным региональным разломам меридионального и северо-западного направления.

В нижнемеловую эпоху вдоль восточного обрамления Сибирской платформы образовался глубокий вытянутый с севера на юг Приверхоанский краевой прогиб, занимавший значительную часть территории ранее существовавшей Верхоянской миогеосинклинали. Прогиб выполнен мощными угленосными формациями нижнего мела и неогена.

Таким образом, Вилюйская синеклиза, Верхоянская миогеосинклиналь и Приверхоанский краевой прогиб образовались на платформенном фундаменте, последовательно отражая определенные этапы истории геологического развития Сибирской платформы и Тихокеанской геосинклинали.

Мезозойский осадочный чехол рассматриваемых структурных единиц представлен всеми отделами триаса, юры и мела и имеет различную мощность. Региональные перерывы в осадконакоплении установлены нами лишь в пределах Вилюйской синеклизы и в некоторых сопряженных районах краевого прогиба. Распространение осадков, закономерно сменяющихся от древних к молодым по направлению от периферии к центру синеклизы и краевому прогибу, наглядно отражает историю развития Вилюйской синеклизы и Приверхоанского краевого прогиба, их геологическое строение и характеризует тем самым существование крупного регрессивного цикла осадкообразования в послелюрское время.

Обособленно развиты в центре синеклизы верхнемеловые осадки, а в южной части краевого прогиба — неогеновые угленосные отложения. Как те, так и другие образовались в результате нового этапа тектонического развития — этапа формирования наложенных впадин.

Мощность мезозойских отложений, постепенно увеличиваясь от бортов к центру Вилюйской синеклизы и от последней к Приверхоанскому краевому прогибу, соответственно составляет 120, 4500 и 6430 м. Такое значительное изменение мощности от платформы к геосинклинали обусловлено главным образом различием тектонического режима и амплитуд колебательных движений отдельных частей синеклизы и краевого прогиба. Последнее убедительно доказывается рядом стратиграфических перерывов в осадконакоплении, установленных при сопоставлении разрезов складчатой области, краевого прогиба и синеклизы. Необходимо иметь в виду, что триасовые и юрские осадки современной территории Приверхоанского прогиба генетически связаны с седиментацией в условиях Верхоянской миогеосинклинали, а не краевого прогиба, который сформировался значительно позже.

Новые данные о стратиграфии и литологии мезозойских отложений рассматриваемых регионов, особенно по Вилюйской синеклизе, позволили установить несогласия, хорошо выраженные седиментационными перерывами на границах перми и триаса, триаса и юры, нижнего и среднего лейаса, аалена и байоса (?), келловоя и оксфорда, нижнего и верхнего мела, мела и неогена. Во внутренней зоне прогиба и в краевой части Верхоянской складчатой области перечисленные несогласия пока не доказаны. Тем не менее известные перерывы в осадконакоплении, а также литологические данные позволяют выявить на фоне эволюционной стадийности тектонического развития Западного Верхоянья и прилежащих регионов цикличность мезозойского седиментогенеза.

Тектоническое строение Приверхоанского прогиба и Вилюйской синеклизы неоднородно в продольном и поперечном сечениях. Ю. М. Пушаровский (1955, 1958, 1959) выделил по простиранию Приверхоанского краевого прогиба его северный и южный отрезки (Ленский и Алданский), а в поперечном сечении — две зоны — внешнюю (приплатформенную) и внутреннюю (пригеосинклиналиную). Результаты проведенных нами литологических исследований подтверждают правильность такого тектонического районирования. Вместе с тем на основании фациального анализа и распространения осадков отдельных подразделений, мощности осадочного покрова и глубины залегания кристаллического фундамента, а также по характеру сочленения прогиба с различными структурными элементами платформы представляется целесообразным разделить северный отрезок прогиба на две части, граница между которыми отчетливо намечается в Жиганском районе.

Таким образом, учитывая ранее высказанную мысль о генетической принадлежности Лено-Анабарской впадины к Приверхоанскому прогибу, в пределах последнего можно выделить четыре части (Алданскую, Ленскую, Джарджанскую, Оленекскую), имеющие различное строение и простирание.

В центральной наиболее погруженной части прогиба (Ленской), которая сочленяется с глубокой Вилюйской синеклизой и характеризуется более полным развитием мезозойских осадков, наблюдаются брахиантиклинальные и линейные складки общеверхоянского простирания с региональной дугообразной выпуклостью к юго-западу в сторону Вилюйской синеклизы. К центральной части прогиба с востока примыкает такая же наиболее складчатая краевая зона Верхоянского мегаантиклинория с аналогичной выпуклостью линейных структур. Эта выпукло-изогнутая форма простирания структур Приверхоянского прогиба и Верхоянской складчатой области, оттекающая расширенную часть Вилюйской синеклизы и глубоко вдающаяся входящим углом в пределы платформы между Алданской и Анабарской антеклизями, обусловлена значительной мобильностью и погружением этих регионов в процессе их развития, образованием более мощных толщ мезозоя и, следовательно, благоприятными условиями для формирования «свободной» складчатости под действием тангенциальных сил сжатия.

Вместе с тем мы не отрицаем роли блоковых выступов и впадин фундамента в период развития миогеосинклинали и краевого прогиба. В центральной части прогиба, по данным фашиального анализа, хорошо оконтуриваются Линденская и Ситтенская глубокие впадины, разделенные между собой группой антиклинальных структур входящего угла Верхоянской складчатой области.

Вилюйская синеклиза отличается от краевого прогиба большей гетерогенностью строения и развитием ряда разновозрастных блоковых выступов кристаллического фундамента, расположенных по ее периферии. Эти блоковые поднятия (с севера на юг) — Мунское, Сунтарское, Лено-Вилюйское и Якутское, образуя полукольцо вокруг синеклизы, интенсивно поднимались и опускались в мезозойскую эру и соответственно воздействовали на процессы осадкообразования.

В пределах южного борта и центральной части синеклизы автор по результатам литостратиграфических исследований выделяет крупный Лено-Вилюйский свод, который представляет собой поднятие, генетически связанное с Алданской антеклизой и окруженное с запада на восток Кемпендйской, Чыбыдинской, Линденской и Ситтенской впадинами. Особенно отчетливо данное сводовое поднятие проявило себя в нижнемеловую эпоху во время заложения и развития Приверхоянского краевого прогиба. Эта огромная древняя структура, занимающая значительную территорию Лено-Вилюйской междуручья и состоящая в свою очередь из целого ряда антиклинальных складок (Средне-Вилюйской, Неджелинской, Бадаранской, Маастахской, Толонской и др.), весьма интересна с точки зрения поисков нефти и газа.

В истории развития Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба, образовавшихся на «жестком» платформенном фундаменте, существенную, если не определяющую роль, по нашему мнению, играли региональные глубинные разломы, часть из которых уже выявлена геолого-геофизическими исследованиями.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Вилюйская синеклиза и Приверхоянский краевой прогиб являются разновозрастными структурами, последовательно отражающими эволюционное развитие данного участка земной коры.

2. Максимальное прогибание синеклизы происходило в среднем лейасе, а заложение и развитие краевого прогиба — в нижнем мелу (готерив-альб). Граница синеклизы проводится поэтому по контуру распространения нижнеюрских осадков, а краевого прогиба — по нижнемеловым образованиям.

3. В истории развития Приверхоянского прогиба отчетливо выделяются два этапа, в первый из которых (заложение и максимальное прогибание) сформировались осадки сантарской серии, во второй (замыкание прогиба) — бахьнайской серии.

4. В зоне сочленения краевого прогиба и синеклизы располагается крупный Лено-Вилюйский свод (150×160 км), генетически связанный с Алданской антеклизой и сыгравший в нижнемеловую эпоху существенную роль в формировании Приверхоянского прогиба.

5. Лено-Вилюйский свод, окруженный с запада, севера и востока глубокими впадинами краевого прогиба, представляет собой, по нашему мнению, основную зону нефтегазоаккумуляции, где должны быть сосредоточены и увеличены в объеме нефтепоисковые работы.

Литература

- Васильев В. Г., Черский Н. В. Нефтегазоносность Восточной Сибири и перспективы дальнейших поисков нефти и газа. Геол. нефти и газа, № 9, 1964.
- Косыгин Ю. А., Трофимук А. А. Тектоника и перспективы нефтегазоносности платформенных областей Сибири. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1965.
- Масайтис В. Д. Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Вилюйско-Ангарского мезозойского прогиба. Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, вып. 7, 1955.
- Горнштейн Д. К., Гудков А. А., Косолапов А. И., Лейпциг А. В., Мельников В. М., Мокшанцев К. Б., Фрадкин Г. С., Черский Н. В. Основные этапы геологического развития и перспективы нефтегазоносности Якутской АССР. Изд-во АН СССР, 1963.

- Наливкин Д. В. Геология СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Пушаровский Ю. М. О тектоническом строении Приверхоянского прогиба. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1955.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. Автореф. докторской дисс., М., 1958.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. Геол. ин-та, вып. 28, Изд-во АН СССР, 1959.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюл. Моск. о-ва испыт. прир., отд. геол., № 3—4, 1932.
- Штех Г. И. Глубинное строение и история тектонического развития Вилюйской впадины. Автореф. кандидатской дисс. Новосибирск, 1964.

Якутское территориальное
геологическое управление

Статья поступила
10 мая 1966 г.



КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24(471.13)

М. И. ОСАДЧУК

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО КНИГЕ В. А. РАЗНИЦЫНА
«ТЕКТОНИКА ЮЖНОГО ТИМАНА». ИЗД-ВО «НАУКА», 1964

Книга В. А. Разницына является сводной работой по геологии и тектонике Южного и Среднего Тимана. Объем книги—144 страницы; иллюстрирована она 32 фото-снимками и схемами, тремя таблицами, геологической картой Южного Тимана, тектонической картой Коми АССР и сопредельных районов, картой аномалий силы тяжести и магнитного поля и картой перспектив нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции.

Книга составлена на обширном материале геологических съемок, поисково-разведочных и геофизических работ, произведенных в основном Ухткомбинатом, Ухтинским территориальным геологическим управлением, Коми филиалом АН СССР, Западным геофизическим трестом и другими учреждениями.

В книге рассмотрены стратиграфия и тектоника Южного и Среднего Тимана, а так же перспективы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. Все эти вопросы раньше уже обсуждались в опубликованных книгах, статьях и многочисленных рукописных работах ряда исследователей Тимана: А. Я. Кремса, Э. А. Кальберг, Н. Н. Тихоновича, А. Н. Розанова, Д. П. Сердюченко, В. А. Калюжного, О. А. Солнцева, В. С. Журавлева, М. И. Осадчука, В. Г. Черного, К. Н. Львова, З. И. Цзю, Т. И. Кушнаревой, Э. Э. Фотиади, Р. А. Гафарова, Н. С. Иголкиной, К. К. Воллосовича, П. Е. Оффмана, В. Г. Смирнова, И. П. Черной и др. Представления этих исследователей основывались на весьма большом фактическом материале, который к настоящему времени позволяет установить основные закономерности геологического строения этого региона.

Большим коллективом геологов и геофизиков Северо-Западного (1956—1957 гг.), Коми-Ненецкого и затем Ухтинского геологических управлений (1958—1965 гг.) и Западного геофизического треста (1957—1960 гг.) произведены геологосъемочные и поисковые работы разных масштабов на территории Среднего и Северного Тимана. В этих работах в течение 1957—1964 гг. принимал участие и автор настоящей заметки, который имел возможность детально ознакомиться с полным разрезом и составом метаморфических пород фундамента Тимана. Петрографическое изучение шифров из этих пород произведено рядом петрографов геологических учреждений Ленинграда и Москвы: Н. А. Курылевой, Е. Д. Поляковой, Е. А. Степановой, А. Б. Наливкиным, А. В. Копелиовичем и др.

Геологи Ухтинской экспедиции установили, что наиболее полные стратотипические и опорные стратиграфические разрезы рифейских пород наблюдаются на Среднем Тимане. Здесь, и только здесь, типовой разрез отложений рифея является эталоном для сравнения с ним рифейских отложений Южного и Северного Тимана, п-ова Канина, о-ва Кильдина, п-ов Среднего, Рыбачьего и Варангер-фьорда. Стратотип рифея на Среднем Тимане дает необходимые представления об особенностях, объеме и стратиграфическом положении свит, составляющих фундамент Тиманского края.

В настоящее время в составе рифейских отложений Среднего Тимана выделяются следующие свиты (снизу вверх): светлинская, четласская, аныюгская (джежымская), быстринская, кислоручейская и кипиевская. Каждая из этих свит, за исключением светлинской и кипиевской, подразделена на подовиты. Установлено, что на Среднем Тимане в направлении с юго-запада на северо-восток, то есть вкострости простирания пород фундамента, отчетливо прослеживаются две структурно-тектонические зоны (западная и центральная) и слабо выраженная третья (восточная) зона¹, сложенные разновоз-

¹ Эта зона предположительно намечена нами в 1962 г.

растными отложениями. Возраст метаморфических пород фундамента становится все более молодым в направлении с юго-запада на северо-восток, от северо-восточного края основного эпикарельского блока Русской платформы к юго-западной части Большеземельской тундры.

Указанные зоны резко различаются по фациальному облику пород, степени метаморфизма, магматизму и характеру тектоники. Им соответствуют три типа разрезов рифейских толщ: 1 — нижнюю часть разреза слагают исключительно терригенные породы светлинской, четлаасской и аньюгской (джежимской) свит; 2 — среднюю — карбонатно-глинисто-илистые осадки быстринской и кислоручейской свит; 3 — верхнюю — средне- и грубозернистые терригенные породы кипиевской свиты.

Изучение стратиграфических соотношений и палеогеографии Тимана и смежных районов в палеозое показывает, что уже в конце рифея или в начале кембрия происходило интенсивное прогибание двух больших областей: прилегающей к Тиману с юга-запада (Притиманский прогиб) и расположенной к северо-востоку от него (Печорская впадина).

Зональное строение Тимана обусловлено тектоническими причинами, определенными еще в рифее. В рифее в области современного Тимана сложились региональные разломы северо-западного простирания, наличие которых во многом влияло на дальнейший ход геологических процессов.

Даже беглый взгляд на схематические геологические карты, составленные В. А. Разницыным, достаточен для того, чтобы убедиться, что простирание структур осадочного чехла Тимана находится в тесной связи с простиранием байкальской складчатости — оно в основном также является северо-западным. Таким образом, на примере Тимана подтверждается установленный Н. С. Шатским принцип унаследованного развития крупных тектонических структур.

В. А. Разницын в своей книге предлагает новую стратиграфическую схему этому рифею и новую тектоническую схему Тимано-Печорской провинции. Его представления о последовательности напластования рифейских отложений и механизме образования структур изложены без каких бы то ни было доказательств, но так уверенно и безапелляционно, что неосведомленный читатель может принять их за непреложные истины.

Книгу В. А. Разницына трудно читать, так как он редко пользуется стратиграфическими и тектоническими названиями, признанными подавляющим большинством исследователей Тимана. Вместо них он вводит новые названия и новые понятия, не учитывая права приоритета, который остается за другими исследователями Тимана. При чтении книги складывается впечатление, будто все исследования геологического строения Южного и Среднего Тимана были выполнены только В. А. Разницыным. Он часто ссылается на свои ранее опубликованные статьи и даже мелкие рукописанные работы, а о работах многих исследователей Тимана упоминает редко и обычно с пренебрежением.

Посмотрим, какими критериями пользуется В. А. Разницын при решении вопроса о стратиграфии метаморфических пород рифейского фундамента Тимана. Он пишет, что на Южном и Среднем Тимане «есть три полосы, вытянутые по простиранию пород, — западная (четлаасская), восточная (очь-парминская) и промежуточная, карбонатная (быструхинско-ропчинская)... Где развиты самые молодые породы, достоверно не выяснено. В. С. Журавлев и М. И. Осадчук (1962) считают, что на востоке (Оч-Парма). Нами доказывается обратная последовательность их напластования, причем к самым молодым мы относим аньюгские песчаники и конгломераты на Четлаасском Камне (на западе), а к наиболее древним — сланцы и кварциты Оч-Пармы и кипиевскую свиту (на востоке) (Разницын, 1964, стр. 14). Такие чисто умозрительные выводы находятся в противоречии с фактической последовательностью пород рифея и дезориентируют геологов. Аньюгскую серию В. А. Разницын относит к низам палеозоя (к кембрию) и считает, что она отличается низкой степенью метаморфизма и «характеризуется наличием конгломератов с обломками подстилающих пород в нижних своих частях» (Разницын, 1964, стр. 77). В действительности конгломераты слагают не один слой, а ряд маломощных линзовидных прослоев, которые наблюдаются на различных стратиграфических уровнях среди аньюгской серии. Это внутриформационные конгломераты, наличие которых свидетельствует не о крупном перерыве, как это утверждает В. А. Разницын (стр. 15, 77), а лишь о местных размывах. Напомним, что внутриформационные конгломераты наблюдаются во многих толщах тиманского и южноуральского рифея. Кстати сказать, В. А. Разницын ошибочно принимает, что такие же конгломераты развиты в основании аньюгской серии (четлаасской свиты в понимании В. С. Журавлева и М. И. Осадчука, 1962). В основании четлаасской свиты действительно имеются конгломераты, но они переслаиваются с кварцитами, песчаниками, гравелитами и алевролитами, образуя единый базальный горизонт, который прослеживается по простиранию не менее чем на 80 км и является надежным маркирующим горизонтом.

На основании анализа стратиграфических соотношений и минерального состава пород фундамента Четлаасского Камня (западной структурно-тектонической зоны), можно утверждать, что в рифее в Тиманской (точнее Тимано-Уральской) геосинклинали происходило накопление мощных аллохтонных формаций светлинской, четлаасской

и аныюгской (джежимской) свит. Анализ петрографического состава этих пород и характер их слоистости указывают, что они отлагались в мелководном бассейне, причем перенос крупнозернистого материала происходит на относительно небольшое расстояние. Судя по результатам региональных геологических и геофизических исследований, в частности по характеру и типу волноприбойных знаков рьяи, развитых на поверхности песчаников аныюгской серии В. А. Разницына, берег моря располагался к юго-западу от Среднего Тимана. Эти данные позволяют предположить, что накопление осадков аныюгской серии происходило в основном за счет размыва и сноса терригенного материала с Русской платформы, а не за счет самого Тимана, как это утверждает В. А. Разницын (1964, стр. 132). Что касается степени метаморфизма пород, то отложения аныюгской серии, как и другие толщи рифея, метаморфизованы различно, что обусловлено различными причинами (литологическими особенностями пород, местоположением этих пород в общей тектонической структуре, глубиной их залегания и т. д.). Аныюгская серия прорвана интрузивными породами, возраст которых определен калиево-аргоновым методом лабораториями ВСЕГЕИ и АН СССР и составляет 620—860 млн. лет. Возраст метаморфических пород рифея п-овов Среднего и Рыбачьего, определенный по глаукогниту калиево-аргоновым методом, А. А. Ситницын оценивает в 900—1030 млн. лет. Эти отложения так же, как и на Тимане, залегают стратиграфически ниже известняков со строматолитами.

Таким образом, к настоящему времени получено достаточное количество данных, показывающих, что породы аныюгской серии древнее, чем карбонатные осадки быструинской свиты.

При выделении промежуточной зоны в качестве одного из основных фактов, которые якобы свидетельствуют о более древнем возрасте свит, слагающих эту зону, В. А. Разницын указывает, что породы быструинской (быстринской, по Э. А. Кальберг) свиты приподняты, а отложения аныюгской серии опущены. Здесь ошибка В. А. Разницына заключается в том, что он забыл о направлении перемещения и амплитуде смещения по Четласскому разлому, который на Четласском Камне прослежен на расстоянии до 90 км. Амплитуда вертикального смещения по Четласскому разлому превышает 1000 м. На всем его протяжении нигде не наблюдаются изменения направления смещения по нему, которые хорошо устанавливаются как в естественных, так и в искусственных обнажениях по загибам голов слоев. В юго-западной и центральной частях Четласского Камня породы аныюгской серии полого ($2-10^\circ$) наклонены на юго-запад, а в северо-восточной его части, близ тектонического контакта с быструинской свитой по упомянутому разлому, образуют перегиб и приобретают крутое ($30-45^\circ$) падение на северо-восток. Изменение падения слоев аныюгской серии и быструинской свиты, разделенных Четласским разломом, является весьма убедительным доказательством того, что вопреки утверждениям В. А. Разницына отложения аныюгской серии приподняты, а породы быструинской свиты опущены. Кроме того, в основании быструинской свиты шурфами и буровой скважиной, пройденными на Четласском Камне в 1957—1961 гг., вскрыты маломощные терригенные породы, сложенные плохо окатанными обломками пород аныюгской серии и хорошо окатанными зёрнами кварца. Петрографическое изучение этих пород показало, что они образовались в результате размыва пород аныюгской серии.

Добавим, что при обосновании своих взглядов на тектоническое развитие Тимана В. А. Разницын забыл о характере и роли магматизма, а также о данных палеогеографического и фашиального анализа. А эти данные весьма убедительно показывают, что отложения аныюгской серии В. А. Разницына являются более древними, чем карбонатные породы быструинской свиты (карбонатно-глинисто-илстые осадки промежуточной зоны моложе терригенных пород западной структурно-тектонической зоны).

Карбонатные породы быструинской свиты отчетливо подразделяются на три толщи: нижнюю — серую, карбонатно-терригенную; среднюю — темно-серую и красновато-бурую карбонатную, обогащенную водорослями; и верхнюю — серую, карбонатную. Они удивительно выдержаны и по простиранию прослеживаются параллельно северо-восточному краю основного эпикарельского блока Русской платформы от Полюдова Кряжа и Джежим-Пармы (на Южном Тимане) до Варангер-Фьорда на протяжении более 1700 км. На этом расстоянии обнажения этих пород наблюдаются на Джежим-Парме и Оч-Парме (на Южном Тимане), где В. А. Разницын назвал их ропчинской и вапольской свитами оч-пармской серии, а также в западной части Вымской гряды и на Среднем Тимане, где В. А. Разницын отнес их уже к быструинской свите четласской серии.

Близкий литологический состав карбонатных пород упомянутых свит и одинаковый комплекс строматолитов, изученных М. Е. Раабен и И. Н. Крыловым (ГИН АН СССР), показывают, что эти породы одновозрастны. Тем не менее вопреки всему фактическому материалу эти одновозрастные карбонатные породы В. А. Разницын расчленяет на три свиты, занимающие в его схеме различное стратиграфическое положение.

Ниже мы покажем, что такую же «операцию» он продельвает и с кислоручейской свитой. На стр. 18 рассматриваемой книги В. А. Разницын без каких бы то ни было доказательств утверждает, что «породы кислоручейской свиты подняты по взбросу и надвинуты на вышележащие сланцы быструинской свиты». А раз они подняты, то по

неписанному закону, известному только одному В. А. Разницыну, они должны быть более древними. Он так и пишет: «...нам известно, что они подняты, т. е. более древние» (Разницын, 1964, стр. 18).

Обратимся к фактическому материалу. Еще в 1960 г. детальными геологопоисковыми и геофизическими работами, произведенными Ухтинской геологоразведочной экспедиции и Западным геофизическим трестом в районе ручья Кислого — правого притока р. Печорской Пижмы — установлено, что кислоручейская свита залегает стратиграфически выше быстринской свиты, с которой она связана постепенными переходами. Примерно в 1,0—0,5 км от нижнего горизонта кислоручейской свиты обнаружен взброс небольшой амплитуды, пересекающей известняки нижнего карбона и однообразные породы быстринской свиты. По-видимому, именно этот взброс имел в виду В. А. Разницын, так как других взбросов в районе ручья Кислого нет.

Чрезвычайно характерным для пород кислоручейской свиты, весьма важным для установления последовательности напластования пород фундамента Тимана и, следовательно, для выяснения его тектоники является присутствие в составе этой свиты магнетитсодержащих сланцев (мощностью до 700 м). Эта толща сланцев, выходящая на поверхность на Среднем Тимане, Вымской гряде и Оч-Парме (оч-парминская свита К. К. Воллосовича, подчурская свита З. И. Цзю), на Северном Тимане и п-ове Канин, фиксируются на аэромагнитных картах полосой хорошо выраженных линейных положительных аномалий. Поэтому эти сланцы могут быть использованы как надежная маркирующая толща при геологическом картировании.

Между тем В. А. Разницын одну и ту же толщу сланцев отнес на Среднем Тимане к кислоручейской свите (и без всяких на то оснований поместил ее стратиграфически ниже быструхинской свиты), на Вымской гряде — к более древней отъемской свите, на Оч-Парме — к расвожской и расьюской свитам, которые поместил уже стратиграфически ниже отъемской свиты. Наконец, на Северном Тимане эту же толщу В. А. Разницын отнес к своей самой древней кипиевской серии. Что же касается пород, вскрытых скважиной № 1 Кигиево в среднем течении р. Печоры, в центральной части Печорской впадины, то В. А. Разницын считает эти породы наиболее древними и утверждает, что выделяемая им на основании этой скважины восточная зона сложена более сильно метаморфизованными сланцами, хотя для такого утверждения нет никаких оснований. Детальное петрографическое изучение шлифов из пород кипиевской свиты, произведенное А. А. Курылевой и А. В. Копелновичем, показало, что они в основном представлены метаморфизованными рассланцованными полимиктовыми песчаниками с обломками метаморфических пород. Эти отложения, по-видимому, образовались в результате размыва горных сооружений Тиманской (Тимано-Уральской) геосинклинали. Они могут быть приравнены к молассовой формации, накопившейся в завершающую стадию геосинклинального цикла, и, по-видимому, являются наиболее молодыми породами фундамента.

Из всего изложенного видно, что В. А. Разницын допустил в своей книге ряд грубых ошибок в стратиграфии метаморфических пород рифейского фундамента Тимана. Естественно, что ошибки в стратиграфии древних толщ привели автора книги к ошибкам и в вопросах тектоники. Эти ошибки заключаются в основном в трактовке структурно-фациальных зон фундамента Тимана, в выделении рифейского Предтиманского краевого прогиба, в отрицании принципа унаследованности развития тектонических структур. А эти вопросы являются решающими для выяснения критериев поисков структур, контролирующих размещение месторождений полезных ископаемых, и в их числе месторождений нефти и газа.

В. А. Разницын не привел убедительного фактического материала, который позволил бы усомниться в правильности существующих у большинства исследователей представлений о тектонике и истории формирования структур Среднего и Южного Тимана. Мы упоминали, что в составе фундамента Среднего Тимана отчетливо выделяются структурно-тектонические, а не структурно-фациальные зоны, как это полагает В. А. Разницын. Он не указывает критерии, которые позволяют ему выделить эти зоны, и не рассматривает историю развития этих зон. Тем самым и эти его построения теряют всякий смысл.

Выше уже было отмечено, что в рассматриваемой книге дана ошибочная характеристика строения и типа складок фундамента Четласского Камня, Вымской гряды, Оч-Пармы, Джем-Пармы и других поднятий, поскольку В. А. Разницын использовал неверную стратиграфическую схему пород рифея.

Для выделения намеченного В. А. Разницыным рифейского Предтиманского краевого прогиба также нет оснований. Данные геологии и геофизики показывают, что в западной части Тимана такой структуры нет. Рифейская Тиманская (Тимано-Уральская) геосинклиналь сочленилась с основным эпикарельским блоком Русской платформы по системе краевых швов, которым в отложениях палеозоя местами соответствуют флексуры. Известно, что краевые прогибы заполнялись молассами, образовавшимися за счет размыва смежных с ними горных областей. Поэтому отложения, выполняющие краевые прогибы, являются более молодыми, чем породы смежных геосинклинальных областей. Судя по составу и фациальным особенностям, породы, развитые в пределах Четласского Камня (в западной зоне Среднего Тимана), не являются продуктами разрушения зоны Тиманского поднятия. Напротив, они представляют

собой наиболее древние из обнаженных на Тимане пород фундамента и принимать их за отложения рифейского краевого прогиба нельзя.

В. А. Разницын, не считаясь с реальными фактами, относит все разломы Тимана к категориям взбросо-надвигов, связывая их заложение только с фазой тангенциального сжатия земной коры. Однако анализ особенностей фаций и мощностей пород фундамента и чехла, а также соотношений структур фундамента и чехла указывает, что по упомянутым разломам происходили дифференциальные движения то положительного, то отрицательного знака, которые вызывались не только горизонтальными, но и вертикально направленными силами. В естественных и искусственных обнажениях Среднего Тимана хорошо выражены вертикальные перемещения по сбросам и взбросам. Такие омещения устанавливаются и методами фацеального анализа. На Среднем Тимане отчетливо наблюдается блоковое строение рифейского фундамента. Блоки его вытянуты в северо-западном направлении и отличаются положим (3—10°) и крутым (30—45° и более) залеганием слоев. В осадочном чехле этим блокам отвечают горсты (выступы, поднятия) и грабены (впадины). Крупные структуры палеозойского чехла Среднего и Южного Тимана наследуют структурный план фундамента. Наметившиеся еще в рифее тектонические линии северо-западного простирания прослеживаются и в палеозойских разрывах и складках.

Все приведенные выше замечания показывают, что в книге В. А. Разницына отсутствует научный подход к решению вопросов стратиграфии, тектоники и истории геологического развития Среднего и Южного Тимана. Эта книга является крупной творческой неудачей ее автора, так как она вносит большую путаницу в уже сложившиеся и неоднократно проверенные представления о стратиграфии древних толщ и тектонике Среднего и Южного Тимана.

Литература

- Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1963.
- Журавлев В. С., Гафаров Р. А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 128, № 5, 1959.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. Тектоническое положение кислоручейской свиты в составе рифейского складчатого фундамента Тимана. Докл. АН СССР, т. 146, № 6, 1962.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. Тиманский кряж и п-ов Канин. В кн. «Стратиграфия СССР, т. II, Верхний докембрий». Госгеолтехиздат, 1963.
- Калинина О. А., Фотиади Э. Э. Крупные черты тектонической структуры северо-востока Европейской части СССР по геологическим и геофизическим данным. Тр. ВНИГРИ, вып. 133, Геология и нефтеносность Тимано-Печорской области, 1959.
- Калюжный В. А. Метаморфические древние толщи и металлогенические черты Тимана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1959.
- Кальберг Э. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике Среднего Тимана. Сов. геология, сб. 33, 1948.
- Кремс А. Я. Природа и происхождения структур Южного Тимана и условия формирования залежей нефти. Материалы третьей геол. конфер. Коми АССР, Сыктывкар, 1948.
- Львов К. А. Тиманский кряж и п-ов Канин. В кн. «Геологическое строение СССР, т. I, Стратиграфия», Госгеолтехиздат, 1958.
- Львов К. А. Тиман. В кн. «Геологическое строение СССР, т. III, Тектоника». Госгеолтехиздат, 1958.
- Наливкин А. Б. О стратиграфии и тектонике метаморфической толщи Тимана. В кн. «Тр. совещания по уточнению унифицированных стратиграфических схем палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (додевон)». Госоптехиздат, М., 1962.
- Оффман П. Е. Происхождение Тимана. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 58, Изд-во АН СССР, 1961.
- Разницын В. А. Древние этапы развития и структурные связи Тимана. Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 1, 1962.
- Разницын В. А. Структуры Южного Тимана и юго-западного Притиманья. Тр. ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 2, 1962.
- Розанов А. Н. Геология и перспективы нефтеносности и газоносности Коми АССР. В кн. «Материалы второй геологической конференции Коми АССР», Сыктывкар, 1947.
- Сердюченко Д. П. Границы Южного Тимана и их акцессорные минералы. Изд-во АН СССР, 1959.
- Солнцев О. А., Кушнарёва Т. И. Тимано-Печорская провинция. Тр. ВНИГРИ, вып. 101, т. 2, 1957.
- Солнцев О. А. Метаморфические сланцы. Тр. ВНИГРИ, вып. 193, 1959.
- Тихонович Н. Н. О структуре Тиманского кряжа. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 21, вып. 6, 1946.

- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та геофизики, вып. 1, 1968.
- Цзю Э. И. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции. В кн. «Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР», вып. 1, Изд-во «Недра», 1964.
- Черный В. Г. Стратиграфия и тектоника рифейского складчатого фундамента северо-западной части п-ова Канин. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 40, вып. 2, 1965.

Ухтинское территориальное
геологическое управление

Статья поступила
18 февраля 1967 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24(235.1)

КОЛЛОКВИУМ ПО ТЕКТОНИКЕ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
В ИРАНЕ И ТУРЦИИ (МАЙ — ИЮНЬ 1967 г.)

Общие задачи коллоквиума

Коллоквиум по тектонике Альпийских складчатых сооружений на территории Турции и Ирана был организован геологическими службами этих стран по просьбе и по программе, разработанной Подкомиссией по тектонической карте мира Международного геологического конгресса в связи с созданием международных тектонических карт Европы, Азии, Африки и Мира.

Решения о необходимости проведения этого коллоквиума были последовательно приняты в октябре 1965 г. на коллоквиуме по тектонике Кавказа в Тбилиси и на сессии Комиссии международной геологической карты мира в Париже, в июне 1966 г.

Основными задачами, поставленными на обсуждение на Ирано-Турецком коллоквиуме, были:

а) строение Альпийской складчатой области Ближнего Востока (природа ее структурных элементов, характер тектонического расчленения и истории тектонического развития);

б) соотношение структур Альпийского пояса с более древними (палеозойскими и допалеозойскими) образованиями — ревизия давно установившегося тезиса о развитии Альпид путем регенерации их палеозойского (варисийского и местами каледонского) складчатого основания.

Проверка этих положений и выработка единой точки зрения на строение рассматриваемой части Ближнего Востока имеет исключительно большое значение для понимания геологии всех стран юго-запада Азии и установления закономерностей размещения в их пределах месторождений полезных ископаемых, а также для постановки и решения общих проблем строения и развития геосинклинальных складчатых систем.

Участники коллоквиума

В Ирано-Турецком коллоквиуме приняло участие ограниченное число лиц из среды геологов, так или иначе известных своими работами по тектонике Альпийской складчатой области. Подавляющее большинство приглашенных приняло участие в коллоквиуме; лишь отдельные лица¹ по разным причинам не смогли участвовать в нем.

Список участников коллоквиума оказался следующим²:

- Великобритания**
(и-г) Фалькон Н. Л. — Британская нефтяная компания, Лондон.
ФРГ
(и-г) Гертнер Г. Р., фон — Президент Комиссии Геологической карты Европы.
Израиль
(и-г) Бенгор Я. К. — Профессор Геологического института Иудейского университета.
Иран
(и) Алави М. — Старший геолог Геологической службы Ирана.
(и-г) Бозорнья Ф. — Старший геолог Иранской Национальной нефтяной компании.
(и) Валех Н. — Старший геолог Геологической службы Ирана.

¹ К ним относятся: д-р Мирзод (Афганистан), д-р Сандулеску, (Румыния), д-р Манфредини (Италия), д-р Кинг (США) и др.

² Знаком (и) отмечены лица, участвовавшие в иранской части коллоквиума, (г) — в его турецкой части, а (и-г) — в обеих частях.

- (и) Кхадем Н. — Директор Геологической службы Ирана.
- (и-т) Набави М. Н. — Старший геолог Геологической службы Ирана.
- (и) Пелисье Г. — Геолог Французской технической помощи.
- (и) Степанов Д. Л. — Профессор, главный палеонтолог группы ЮНЕСКО.
- (и-т) Тараз Х. — Главный геолог Геологической службы Ирана.
- (и) Хагхипур А. — Старший геолог Геологической службы Ирана.
- (и) Хаджиян Дж. — Старший геолог Геологической службы Ирана.
- (и) Хушман-заде А. — Петрограф Геологической службы Ирана.
- (и-т) Штёклин Дж. — Начальник геологического отдела Геологической службы Ирана.
- (и) Эндриус Д. А. — Руководитель «проекта». Геологические работы ЮНЕСКО.

- Советский Союз**
- (и-т) Азизбеков Ш. А. — Профессор, действительный член Азербайджанской Академии наук.
- (и-т) Аслаян А. Т. — Профессор, действительный член Армянской Академии наук.
- (и-т) Богданов А. А. — Профессор Московского университета, Генеральный Секретарь Подкомиссии по тектонической карте мира.
- (и-т) Гамкрелидзе П. Д. — Профессор, действительный член Академии наук Грузинской ССР.
- (и-т) Дзоценидзе Г. С. — Профессор, действительный член Академии наук Грузинской ССР.
- (и-т) Муратов М. В. — Профессор МГРИ, Председатель Тектонического комитета СССР, чл.-кор. Академии наук СССР.
- (и-т) Пейве А. В. — Действительный член Академии наук СССР, Директор Геологического ин-та АН СССР.
- (и-т) Хаин В. Е. — Профессор Московского университета, чл.-кор. Академии наук СССР.

Турция

- (т) Аккуш М. — Начальник Нефтяной службы М. Т. А.¹
- (т) Альтинли А. — Профессор Стамбульского университета.
- (т) Демирташли Е. — Начальник Геологической службы М. Т. А.
- (т) Куртман Ф. — Д-р, Заместитель начальника нефтяного отдела, М. Т. А.
- (и-т) Тернек З. — Д-р, начальник отдела Геологической карты М. Т. А.
- (и-т) Токай М. — Профессор, Горное отделение Средне-Восточного технологического университета.
- (и-т) Эрентоз К. — Д-р, начальник нефтяного отдела М. Т. А.

Франция

- (и-т) Брюнн Ж. — Профессор факультета естественных наук, Орсей.
- (и-т) Дебельмас Ж. — Профессор факультета точных наук, Гренобль.
- (и-т) Дюбертре Л. — Директор Музея Палеонтологического института, Париж.
- (и) Лаппаран А., де — Профессор Католического университета, Париж.
- (и-т) Фор-Мюре А. — Профессор, помощник координатора Геологического атласа мира, Париж.
- (и-т) Шубер Ю. — Профессор, координатор Международного геологического атласа мира, Париж.
- (и-т) Маттауэр М. — Профессор факультета естественных наук, Монпелье.

Швейцария

- (т) Ганссер А. — Профессор, директор Геологического института федеральной политехнической школы Цюрихского университета, Цюрих.

Таким образом, главными участниками коллоквиума оказались геологи Ирана, Турции, СССР и Франции, помимо которых в нем приняли участие несколько крупных знатоков строения Альпийского складчатого пояса Ближнего Востока и среди них известные исследователи территории Ирана д-ра Фалькон и Ганссер.

В целом состав участников был весьма представительным, и коллоквиум явился весьма ценным консультативным совещанием для геологических служб Ирана и Турции.

Сроки, порядок и основные научные результаты проведения коллоквиума

Коллоквиум по Альпийской зоне Малой Азии проводился в Иране с 11 по 23 мая и в Турции с 24 мая по 4 июня 1967 г.

Иранская часть коллоквиума

Коллоквиум в Иране был организован Геологической службой Ирана (д-р Кхадем, д-р Штёклин).

¹ М. Т. А. — Институт горно-геологических исследований, Анкара.

На заседаниях были заслушаны доклады о геологических изысканиях, проведенных в последние годы в различных районах геологами Геологической службы и Иранской национальной нефтяной компаний:

- Дж. Штёклин — Обзор геологии Ирана и вступительное слово к описанию экскурсий по Эльбурсу;
- Дж. Штёклин — Общий обзор геологии Центрального Ирана;
- Н. Валех — Геология хребта Ардекан-Харупак к северу от Язда;
- А. Хагхипур и Г. Пелисье — Геология и вопросы метаморфизма в горах Сагханд-Помт-э-Бадам (Центральный Иран);
- Х. Бозорнья — Геология бассейна Кум (Центральный Иран);
- М. Набави — Геология хребта Ширкух (к югу от Язда);
- М. Алави — Геология Такабского района (Иранский Азербайджан);
- Дж. Хаджиян — Геология района Санандай (Курдистан);
- Ш. А. Азизбеков — Сравнение геологии Малого Кавказа и Северного Ирана; (СССР)
- Д. Л. Степанов — Стратиграфия палеозоя Ирана; (СССР — ЮНЕСКО)
- Дж. Штёклин — Геология Восточного Ирана;
- М. Набави — Сравнение Северного Ирана и Северной Турции.

Эти доклады показали степень современной геологической изученности Ирана и явились превосходным предварительным введением к экскурсиям по стране.

В Иране проведены следующие экскурсии: 1) пересечение Эльбурса по двум линиям: Тегеран — Карай — Чалус и Чалус — Амол — Тегеран; 2) пересечение Центрального Ирана и части Загроса по направлению: Тегеран — Кум — Исфоган — Язд — Шираз с заездом в районе Центральной пустыни по дороге Узд — Табаз. Во время экскурсий участники имели возможность познакомиться с основными структурными зонами Ирана.

В результате обсуждений во время экскурсий и на заключительных заседаниях в Тегеране участники коллоквиума дали следующую формулировку своего заключения.

1. Территория Ирана в целом относится к Альпийской складчатой зоне Евразии, но ее геологическая история и структура несомненно отличаются от классического Альпийского пояса Европы. Различия эти должны быть ясно отражены на Международных тектонических картах.

2. Сложная структура Ирана связана с различными изменениями его структурной эволюции в различных районах в течение геологического времени.

3. В докембрии (до инфракембрия) территория Ирана подвергалась более или менее интенсивной складчатости, метаморфизму и гранитизации. После этих докембрийских движений в течение длительного периода времени от инфракембрия до нижнего карбона произошло отложение формаций, сильно напоминающих ряды формаций платформенных чехлов. Следует, однако, отметить одну особенность: огромную мощность верхнего девона и нижнего карбона в Центральном Эльбурсе и всего палеозоя в районе Табаза — Оздаккуха. О каледонском и герцинском орогенезе говорят, обычно, только перерывы в стратиграфической шкале и географические несогласия. Нет данных, подтверждающих существование настоящей складчатости, метаморфизма и гранитизации в палеозое.

4. В перми и триасе морские фации и исключительно карбонатный состав осадков отражают единообразие тектонических условий на территории большей части страны, что, впрочем, известно и в других частях Альпийской зоны Евразии.

5. В позднем триасе (донорийское время) на всей территории Ирана к северо-востоку от Главного надвига Загроса имели место положительные движения и, местами, складчатость.

Система узких вытянутых желобов, часто ограниченных сбросами, образовалась в рэт-лейасе, что привело к накоплению мощной свиты терригенных отложений, иногда имеющих четкий выраженный континентальный характер, с пластами углей, а иногда — более или менее отчетливо выраженный морской характер развития. С этого времени начинается обособление прогиба Загроса с отложением морских осадков (от триаса до юры).

6. Движения конца юрского времени, особенно интенсивные в Центральном Иране, дали важные результаты до наступления меловой трансгрессии: повсеместную складчатость, интрузии гранитов, местами — незначительный метаморфизм и отложение грубообломочных пород, а местами — гипсов.

7. Постнеокомская трансгрессия отразилась на всей территории Ирана одинаковый режим опускания и отложения известковых осадков.

В верхнем мелу и, может быть, еще раньше развились зоны глубинных разломов и погружающихся прогибов, в которых отлагались мелкозернистые известковые осадки с *Globoiruncana* и радиоляриями, содержащие офиолиты, которые некоторые участники совещания рассматривали в виде эвгеосинклиальных образований.

Эти зоны пестрых раздробленных пород (Colored melange) расположены между более устойчивыми блоками, на которых отлагались неритовые фации. Офиолитовые зоны, особенно зона Загроса с ее чешуйчатой структурой, нарушены интенсивными тангенциальными движениями.

8. После значительного поднятия и складчатости, происходивших между мелом и палеогеном на территории почти всей страны за исключением внешней зоны Загроса, произошли дифференцированные движения, сопровождавшиеся в Центральном Иране исключительно сильным вулканизмом между южным крылом Эльбурса и линией, соединяющей оз. Резайе с бассейном Джаз-Муриан. Особенно следует отметить отсутствие морских третичных отложений на блоке Лут и на его западной окраине и специфический характер субсекветного вулканизма в менее подвижной части Центрального Ирана.

9. После интенсивной складчатости в конце эоцена в Северном и Центральном Иране установился режим позднектонического развития (позднеорогенический, позднегеосинклинальный). Одни районы подверглись значительному поднятию, в то время как в других развивались межгорные бассейны, в которых отложились мощные молассы. В некоторых из этих бассейнов благодаря наличию значительных соленосных серий развилась соляная тектоника.

10. Развитие внешней зоны Загроса имело особый характер. Эта зона представляет собой погруженный северный край Аравийской платформы. Начиная с перми, эта зона развивалась как пояс многогеосинклинального характера, в котором известняки и мергели отлагались непрерывно вплоть до наступления верхнемелового орогенеза во внутреннем поясе Загроса. В это время в северо-западной части хребта, расположенного юго-западнее орогенического пояса, развивался прогиб, зашлюхившийся осадками флишевого типа, переходящими в прибрежные отложения. Во внешней зоне, наоборот, отложение известковых осадков продолжалось и в палеогене. Для внешней зоны характерны антиклинали типа Юрских гор, образованные постплюриновыми движениями. Эти движения усиливались благодаря наличию в разрезе нижнекембрийской соли.

11. Для восточно-центральной части Ирана характерны следующие черты: а) приближение к дневной поверхности докембрийского фундамента; б) мозаичная структура с прерывистым простираем (?); в) преобладание мелководных фаций; г) резкий переход тектонического стиля от горизонтальных блоков до зон надвигов. Эти особенности составляют различие восточно-центральной части Ирана от Эльбурса и Загроса. Однако только собственно блок Лут можно считать истинным срединным массивом, влияющим на окружающие структуры в течение длительного периода геологической истории.

Более западная часть Центрального Ирана между хребтами Эльбурс и Загрос, которые сближаются к северо-западу, до такой степени переработана альпийским орогенезом, что ее нельзя считать срединным массивом.

12. Эльбурс, особенно в северной его части, по мнению геологов Кавказа и Анатолии, присутствовавших на коллоквиуме, сильно напоминает районы Антикавказа и Понтида. В частности, эти специалисты считают, что палеозой, триас и миоцен похожи на такие же формации зоны Аракса, юра, мел — на зоны Самхето-Карабаха; все это указывает на несомненную связь между ними — принадлежность к одной и той же геосинклинальной системе.

13. Северная часть хребта Хороссан (Копет-Даг) отчетливо отличается от Эльбурса более полным разрезом мезозоя и менее выраженными несогласиями. Складчатые цепи восточного и южного Ирана (к востоку и югу от блока Лут) имеют более резко выраженный флишевой характер и, очевидно, сильнее связаны с хребтами Пакистана, чем Центрального Ирана.

Турецкая часть коллоквиума

Коллоквиум в Турции был организован Научно-исследовательским институтом горного дела Турции (д-р А. Альпан, д-р К. Эрентоз, д-р З. Тернек) при участии Национальной комиссии по тектонической карте Турции и университетов Турции.

Директор М. Т. А. д-р А. Альпан произнес краткую вступительную речь и представил слово известному геологу профессору Х. Н. Памиру, который дал общий обзор строения Анатолии. Профессор Памир остановился на наиболее важных проблемах структуры Анатолии, с которыми участники должны были познакомиться во время экскурсий.

Во время турецкой части коллоквиума были организованы три экскурсии: 1) экскурсия, маршрут которой дважды пересекал Северную Анатолию: Анкара — Зонгулдак — Акчакоса — Болу — Анкара. Руководитель — профессор М. Токай; 2) экскурсия через Северную и Южную Анатолию (Анкара — Кайсери — Малатия — Диярбакир — Мардин). Руководители — К. Эрентоз, З. Тернек, Е. Демирташли, М. Ф. Аккуш и Ф. Куртман; 3) посещение восточного побережья Мраморного моря в окрестностях Стамбула. Руководитель — Ш. Абдусселамоглу. Все эти экскурсии позволили изучить главные характерные черты нескольких структурных зон Анатолии.

Подводя краткие итоги наблюдениям и дискуссиям, имевшим место во время экскурсий, участники коллоквиума пришли к следующим выводам.

1. Северная зона западных Понтидов состоит в изученном районе из двух главных структурных комплексов, разделенных крупным несогласием:

а) Варисийский (герцинский) комплекс представлен красными досилурийскими песчаниками, серией силуро-девонских сланцев и известняков, визейскими известняками, за которыми следуют кульм и угленосная моласса. Этот комплекс имеет явно

согласное залегание. Метаморфизм и гранитизация в нем практически отсутствуют.

б) Альпийский комплекс представлен серией меловых известняков, мергелей и изверженных пород, за которой следует палеоцен-эоценовый флиш и эоценовая вулканическая серия. Складчатость умеренная.

2. Южная зона Понтид (располагается непосредственно к северу от Главного Анатолийского разлома) представляет собой обширную и очень сложную зону шириной 10—15 км. Эту зону слагают следующие комплексы: а) досилурийский (докембрийский) метаморфический фундамент (кристаллические сланцы, гнейсы и граниты); б) силурийские и девонские сланцы и известняки; в) верхнемеловая серия осадочных пород и пород основного и ультраосновного состава, примыкающих к шву с севера.

3. Две эти зоны разделены древним массивом Болу (граниты и кристаллические сланцы).

4. Район к югу от главного Анатолийского разлома (зона Анкары) перекрыт слабодислоцированными неогеновыми вулканическими и континентальными формациями. Строение основания не ясно. В пределах района присутствуют: а) эпиметаморфический комплекс; б) пермские известняки; в) юрские осадочные породы; г) нарушенный разломами офиолитовый комплекс верхнего мезозоя.

5. Массив Кишехир. Наблюдаются крупные выходы кристаллических пород, перекрытых серией мраморов, соотношения которых с пермскими известняками не ясны. Кристаллический комплекс вероятно очень древний (докембрийский), и мраморы, весьма вероятно, могут принадлежать к тому же комплексу (по мнению профессора Кетина, часть комплекса имеет мезозойский возраст). Следует отметить наличие офиолитов и гранитов относительно молодого возраста (55 млн. лет), которые, по мнению д-ра Айана, прорывают ультраосновные породы.

Чехол массива сложен мощными эоценовыми известняками, олигоценовыми и миоценовыми вулканическими и озерными отложениями, слегка смятыми в складки. По данным турецких геологов, в краевых частях массива наблюдаются явления надвига кристаллического комплекса на палеоген.

6. В районе Кайсери участники коллоквиума познакомились с крупными плиоценово-четвертичными вулканами, из которых самый интересный вулкан Эрсейис-Даг, действовавший еще в исторический период. Эта вулканическая зона отделяет древний массив Кишехир от зоны Тавра.

7. Зона Тавра. Участники экскурсии посетили несколько районов этой зоны:

а) район южнее Пинарбаши. В его пределах развиты отложения от кембрийских до верхнемеловых. Нижний палеозой представлен в основном сланцами и песчаниками, которые согласно перекрываются ниже- и среднедевонскими известняками. Начиная с нижнего карбона, разрез сложен в основном карбонатными породами. Внешне эта серия имеет согласное залегание, но обнаруживает перерывы, самый значительный из которых приурочен к основанию перми (отсутствует верхний карбон). Следует отметить, что в этом разрезе отсутствуют магматические породы. Весь комплекс смят в складки и разбит на чешуи, перемещенные к северо-западу;

б) к востоку от разреза Пинарбаши экскурсия пересекла район, характеризующийся широким развитием меловых известняков. На них несогласно залегают отложения флиша, начинающиеся конгломератами;

в) район к югу от Элазига. В этой части Тавра участники констатировали широко развитый офиолитовый комплекс, состоящий из очень разнообразных магматических пород (диабазы, различные вулканогенные породы, серпентиниты, габбро и т. д.), сопровождающихся красными кремнистыми сланцами и розовыми известняками, содержащими *Globotruncana*. В этом комплексе располагается большой медный рудник в Мадене. Рудная минерализация этого месторождения связана, вероятно, с диабазами.

8. Тектоническое строение южной зоны Элазига (южный склон Восточного Тавра). Здесь можно наблюдать огромные пологие надвиги, главный из которых — надвиг офиолитового комплекса на предгорье образован мощной серией, охватывающей породы вплоть до неогена. Во фронтальной части этого надвига встречаются тектонические пакеты, образованные эоценовыми известняками.

По данным турецких геологов, восточная часть офиолитового комплекса перекрыта мощным шарьяжем кристаллических пород, из которых в свою очередь залегают пермские известняки — покров Битлис, надвинутый на зону Хаккари.

9. Южнее фронтального надвига Тавра начинается зона окраинной складчатости, расположенная на северной окраине Аравийской платформы. Точное положение южной границы зоны окраинной складчатости не установлено.

10. Южнее Диярбакира был посещен большой купол Мардин. Он асимметричен, и его южная окраина нарушена крупным сбросом. Ядро Мардинского купола сложено вулканогенными породами инфракембрия (вулканогенно-осадочной молассовой серии) терригенными толщами кембрия и ордовика, образующими нижний комплекс платформенного чехла. Мезозойский платформенный чехол, начинающийся отложениями апта, залегающими резко несогласно (до 30—40° — с противоположно направленным наклоном) на слоях, слагающих ядро купола.

11. Одной из наиболее важных проблем тектоники Турции является проблема зон мезозойских офиолитовых комплексов, с которыми участники познакомились во время экскурсий.

С точки зрения петрографии в этих зонах установлено присутствие: кристаллических пород основного и ультраосновного состава и серпентинитов; эффузивных пород основного состава, туфов, брекчий и подушечных лав; осадочных кремнистых пород; блоков и линз мезозойских известняков и, в частности, розовых известняков, содержащих *Globotruncana*. Соотношения и объемы этих пород изменяются от места к месту.

С точки зрения стратиграфии, наличие в этом комплексе известняков с *Globotruncana* говорит о том, что образование пород закончилось в верхнем мелу. Этот факт подтверждается присутствием гальки офиолитов в основании маастрихта, определяющего верхнюю границу этого комплекса. Однако нижняя возрастная граница еще не определена. В некоторых районах страны (Анкара и т. д.) офиолитовый комплекс явно моложе юрских известняков.

С тектонической точки зрения офиолитовый комплекс характеризуется большей частью очень сильной дислоцированностью и представляет собой брекчию. Он занимает особое положение в тектоническом строении Турции и образует в высшей степени подвижные зоны, разделяющие более стабильные тектонические элементы. Эти подвижные зоны могли бы соответствовать прогибам эвгеосинклинального типа.

12. После проведения colloquium можно попытаться сделать некоторые сравнения между различными тектоническими зонами Турции и соседних стран:

а) Северная зона Понтид соответствует в своей восточной части Аджаро-Триалетской зоне Антикавказа и имеет общие черты с северной зоной Эльбурса. На западе она смыкается, вероятно, со среднегорской зоной в Болгарии.

б) Массив Киршехир. Зона, находящаяся между Понтом и Тавром, является частью промежуточной зоны с очень сложным строением, включающей относительно стабильные массивы (Родоп, Киршехир), которые разделены более подвижными зонами складчатости с различным простиранием, местами включающими офиолитовые комплексы.

в) Зоне Тавра может соответствовать на востоке внутренняя зона чешуй Загроса и надвинутый массив Битлис, образовавшийся, вероятно, из более внутренней зоны. На западе зона Тавра имеет продолжение в Динаридах.

г) Зона окраинной складчатости южного обрамления Тавра является западным продолжением складчатой зоны Загроса.

13. Следует подчеркнуть следующее исключительно важное положение — отсутствие проявлений каледонских и варисийских (герцинских) складчатостей как в южной части Турции, так и в Иране.

14. Принимая во внимание сходство инфракембрийских и нижнепалеозойских отложений северной окраины Аравийской платформы и Центрального и Северного Ирана, можно предположить, что фундамент этой части платформы имеет верхнепротерозойский возраст (может быть байкальский). Этот фундамент может продолжаться далеко на север, в глубь альпийской зоны.

Изложенные положения были приняты участниками colloquium в качестве основного вывода, который в дальнейшем должен быть развит при создании тектонических карт этой части Азии.

Участники colloquium приняли также частные решения, в которых по Ирану: «1) Выражают глубокую благодарность Геологической службе Ирана (д-ру Кхамеду, д-ру Штёклину, инж. Таразу и их сослуживцам) за очень хорошую организацию colloquium и экскурсий.

2) С удовлетворением констатируют большие успехи в изучении геологии страны, достигнутые за последние годы Геологической службой Ирана и Иранской национальной нефтяной компанией.

3) Поздравляют д-ра Штёклина и его сослуживцев с созданием прекрасной тектонической карты Ирана и выражают желание, чтобы эта карта была издана.

4) Признают, что успехи, достигнутые Геологической службой Ирана в изучении геологической структуры и тектоники, являются хорошей основой для поисков новых месторождений полезных ископаемых. Эти региональные исследования, основанные в первую очередь на систематическом геологическом картировании, должны проводиться на всей территории Ирана, так как некоторые районы страны (Карадах, Курдистан и т. д.) все еще недостаточно изучены;

5) В целях расширения в ближайшие годы наших знаний о строении Ирана рекомендуют:

а) усилить изучение метаморфических и изверженных пород, в частности радиометрическими методами;

б) провести глубинное сейсмическое профилирование всех тектонических зон Ирана от Каспийского моря до Персидского залива (приблизительно по линиям Чалус — Бушир); это профилирование поможет, вероятно, определить общую мощность осадочного разреза, а также выявить глубинное строение земной коры в пределах Ирана и определить истинные соотношения между отдельными тектоническими зонами;

в) провести аэромагнитную съемку всей территории Ирана и детальные поперечные гравиметрические профили»;

по Турции:

«1) Выражают глубокое удовлетворение прекрасной организацией colloquium и экскурсий представителями М. Т. А. (д-р А. Альпан, д-р К. Эрентоз, д-р З. Тернек и

их сотрудники) и Технических университетов Среднего Востока и Стамбула (проф. М. Токай и проф. К. Эргуванли).

2) Рады констатировать, что за последние десятилетия геологическая наука Турции прошла большой путь развития, свидетелем чего, в частности, является издание карты Турции в масштабе 1 : 500 000, большого количества карт отдельных районов и публикации специальных работ.

3) Выражают пожелание, чтобы М. Т. А. продолжил свои работы по детальным исследованиям в целях создания новых геологических и тектонических карт страны.

4) Выражают пожелание, чтобы были проведены, с участием международных организаций, геофизические исследования глубинного строения турецкой части Альпийской складчатой зоны.

Обсудив общие итоги экскурсий по Ирану и Турции и оценив результаты дискуссий, участники коллоквиума:

«1) подчеркивают большое значение и пользу организации такого рода коллоквиумов для развития геологии;

2) рекомендуют Генеральному секретарю Подкомиссии по Тектонической карте мира организовать в будущем коллоквиумы: в 1968 г. на юге СССР (Баку — Ашхабад), а в 1969 г. — в западной части Средиземноморского бассейна;

3) поручают Генеральному секретарю подготовить издание на трех языках материалов ирано-турецкого коллоквиума;

4) выражают пожелание, чтобы были подготовлены к печати геологические и тектонические карты Среднего Востока и сопредельных стран в масштабе 1 : 2 500 000 и просят Генерального секретаря представить проект создания этих карт в рамках деятельности Комиссии геологической карты мира».

Выделенные кавычками части текста были после всестороннего обсуждения приняты участниками коллоквиума в качестве резолюции на заключительных заседаниях в Тегеране (22.V) и Стамбуле (2.VI.1967 г.). Составление и редактирование этого текста на английском и французском языках было выполнено докторами: Н. Л. Фальконом, Дж. Штёклиным, А. Фор-Мюре, Ж. Брюном, Ю. Шубером, В. Е. Ханным, А. А. Богдановым.

Генеральный секретарь Подкомиссии
Международной тектонической
карты мира

А. А. Богданов

УДК 551.24+552.578.2

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ (7-й ВСЕМИРНЫЙ НЕФТЯНОЙ КОНГРЕСС, 2—8 АПРЕЛЯ 1967 г., МЕХИКО-СИТИ, МЕКСИКА)

В течение первой недели апреля 1967 г. в столице Мексики г. Мехико-сити проходили заседания 7-го Всемирного нефтяного конгресса. После конгресса состоялись экскурсии в районы нефтяных месторождений на побережье Мексиканского залива, которые закончились к 14 апреля. Постоянным советом всемирных нефтяных конгрессов организация конгресса была поручена мексиканской национальной нефтяной компании «Петролеос Мехиканос», великолепно справившейся с возложенными на нее задачами. Данный всемирный форум нефтяников собрал на свои заседания около 3250 участников (ученых, инженеров и предпринимателей) из 65 стран мира. От Советского Союза в работе его принимали участие 87 специалистов из разных городов страны. Так как в программу конгресса входили разнообразные вопросы, связанные с поисками, добычей и переработкой нефти и газа, такие как геологические и геофизические методы исследований, технология бурения, химия нефти, средства транспортировки нефти, газо- и нефтепроводы, применение нефтепродуктов в сельском хозяйстве и др., то в конгрессе принимали участие ученые различных специальностей.

Структура заседаний конгресса была весьма сложной. Она состояла из обзорных индивидуальных докладов, посвященных целым отраслям науки и техники, отдельных научных сообщений и открытых дискуссий по наиболее насущным научным проблемам. Вопросы региональной тектоники обсуждались в основном на двух заседаниях открытых дискуссий: «Новые нефтегазоносные провинции» и «Разведка нефти и газа в пределах континентальных шельфов». Как на том, так и на другом заседании сплошь и рядом рассматривались смежные регионы, поэтому в этой краткой статье мы остановимся на докладах, посвященных тектонике, группируя их по региональному признаку вне зависимости от того, на каких симпозиумах они были зачитаны.

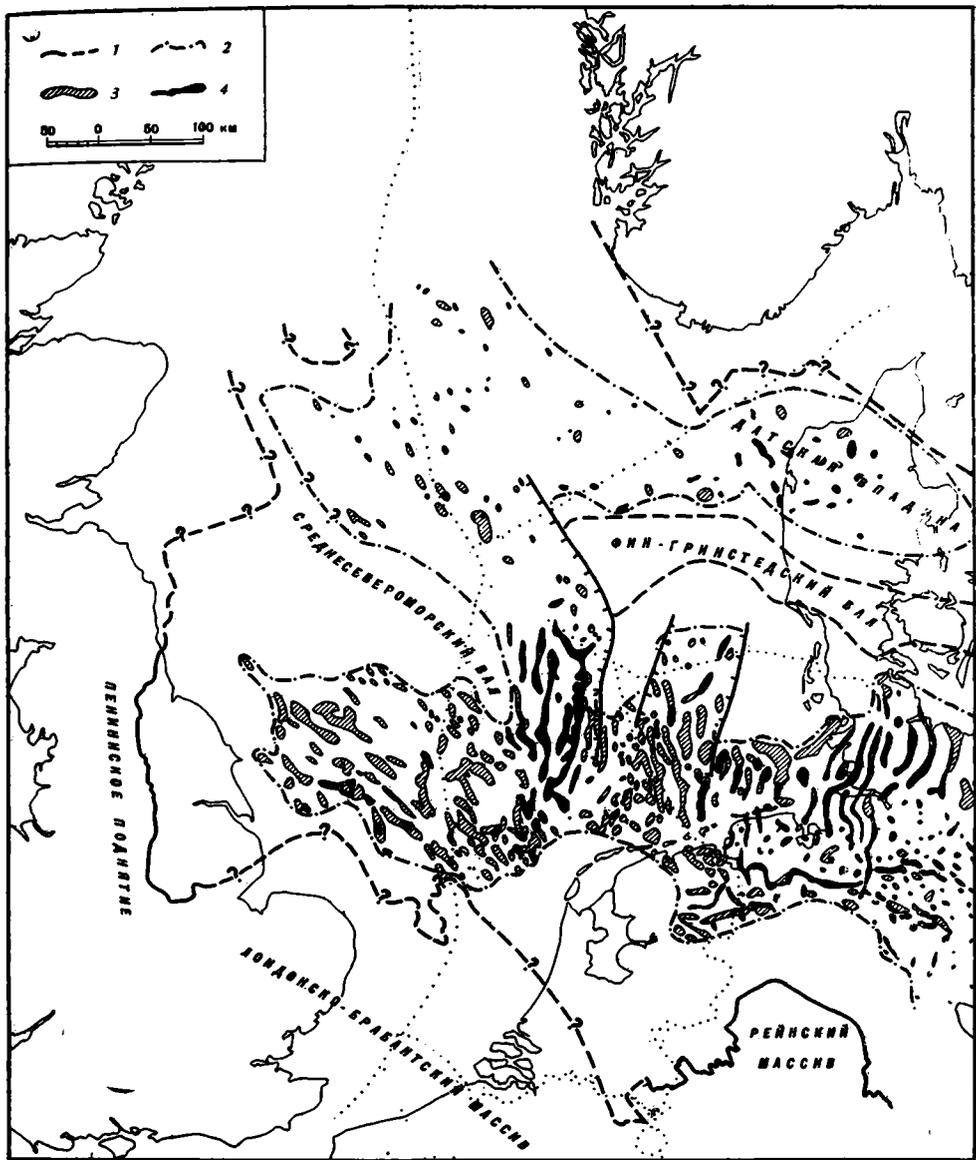


Рис. 1. Строение области Северного моря (верхняя пермь, цехштейн, по П. Хейброеку, У. Хаанстра и Д. А. Эрдману)

1 — граница современного распространения пород цехштейна; 2 — граница области распространения диапировых структур; 3 — погребенные соляные антиклинали; 4 — диапировые соляные купола

Наиболее подробному разбору подверглись во время конгресса три обширные области: район Северного моря, Австралия и прилегающие к ней с севера и с юга области континентального мелководного шельфа; обширный регион Персидского залива и его побережья. Кроме того, были отдельные доклады, которые касались геологии нефтяных месторождений других районов земного шара.

Специально геологическому и тектоническому строению территории мелководного бассейна Северного моря, в пределах которой в последние годы были обнаружены крупные месторождения нефти и природного газа, было посвящено несколько научных сообщений. Для советских геологов они представляют особый интерес, так как дают новый материал для определения юго-западной границы Русской платформы. Первым из них заслуживает быть отмеченным доклад П. Хейброека, У. Хаанстра и Д. А. Эрдмана (Голландия) «Обзор геологического строения области Северного моря». В своем докладе эти исследователи отметили, что геологическое и тектоническое строение этого региона, расположенного почти в центре Европы, всего около десяти

лет назад практически не было известно. После того как на южном побережье этого бассейна на территории Голландии и ФРГ были обнаружены крупные залежи горючих ископаемых, детальными геологическим исследованиям подверглись и прилегающие области моря. На основании главным образом данных сейсморазведки этой области были составлены схемы мощностей кайнозойских образований, схематическая геологическая карта ложа докайнозойских отложений и тектоническая схема кровли пород цехштейна в этом районе. Наибольший интерес представляет последняя (рисунок). На ней хорошо видно, что мощные соленосные отложения цехштейна прослеживаются в пределы территории Северного моря с юго-востока и она представляет собой северо-западное продолжение Польско-Германской впадины. В пределах этой части наиболее значительной отрицательной структуры центральной Европы, ограниченной с юга Лондонско-Бретонским и Рейнским массивами, с запада — каледонидами Англии и Шотландии, а с севера — кристаллическими образованиями Балтийского щита, выделяются крупные тектонические элементы: Германо-Голландская впадина на юго-западе, которая с севера и северо-востока ограничивается Среднесевероморским и Фин-Гриндстедским валами, и Датская впадина на северо-востоке, примыкающая непосредственно к Балтийскому шиту. В пределах Германо-Голландской впадины мощность пород до подошвы цехштейна доходит до 5—6 км, а в Датской — до 9 км. В этих впадинах выделяются многочисленные соляно-купольные структуры. Максимальная мощность кайнозойских отложений, выполняющих округлую депрессию в центральной части моря, которая не наследует структуры верхнего палеозоя, достигает 3,5 км.

Доклад У. Д. Гилла (Великобритания) «Впадина Северного моря» был в целом посвящен той же геологической проблеме, но в нем была сделана попытка проследить отдельные конкретные тектонические структуры суши в пределы морского бассейна. Им на основании новых сейсмических данных на значительные расстояния (до 50—100 км) прослеживаются под морем все крупные структуры, известные на побережье Англии. По мнению У. Гилла, мощность послекристаллических отложений в Датской впадине достигает 11 км.

Ж. Т. Горнбрук (Великобритания) посвятил свой доклад «Интерпретация по сейсмическим данным вопросов геологии Северного моря и специальный обзор результатов исследований месторождения, обнаруженного скважиной 48/6—1» детальному анализу рельефа кровли верхнемеловых отложений. Им был приведен ряд поперечных геологических разрезов от берегов Англии до банки Доггер. Ж. Т. Горнбрук привел ряд сейсмических профилей, на которых хорошо оконтуривается строение соляных куполов, захороненных под кайнозойскими образованиями.

Следующая группа сообщений была посвящена строению синеклиз и впадин Австралийского континента и прилегающих к нему областей шельфа и отдельных островов.

Общую систематизацию этих структур предложил Дж. С. Камерон в докладе «Обзор крупнейших впадин Австралии». Он подразделил эти тектонические единицы в зависимости от их структурного положения на пять типов: 1) внутриплатформенные, к которым относятся прогибы Амедеус и Джоржина, выполненные в основном нижнепалеозойскими отложениями; 2) западноавстралийские (расположенные по окраинам платформ), развитие которых связано с крупными разломами в фундаменте и которые выполнены палеозойскими и мезозойскими осадочными толщами; 3) посторогенные или основные отрицательные структуры в пределах эпипалеозойского осадочного чехла на востоке континента — это Адавайльская впадина, сложенная красноцветными и соленосными отложениями девона, и Боуэнская — Суратская и Сиднейская, выполненные песчаниками и глинами верхнего палеозоя и мезозоя и, наконец, 4) и 5) впадины, располагающиеся как в пределах побережья континента, так и на территории мелководного шельфа: Гипслендская, Оутвейская, Басская, Арафурская и область интенсивного опускания шельфа Тасманова моря — прогиб Большого барьерного рифа.

Доклад Дж. Н. Кейси и М. С. Конески «Природный газ, обзор обнаруженных и потенциальных месторождений Австралии и Папуа» был посвящен более общей геологической характеристике всех указанных выше структур. Наиболее интересным в нем было сообщение, что австралийскими геологами в Папуа был прослежен узкий прогиб Ауре вдоль края эпипалеозойской платформы, выполненный мезозойскими и третичными образованиями, в котором газ и нефть были обнаружены в юрских и миоценовых песчаниках. Мощность осадочных пород в пределах этой структуры достигает 4—5 км. Два других доклада по геологии Австралии касались конкретного описания отдельных тектонических форм. Так, Д. Ж. Хогенторн остановился на характеристике строения Суратской впадины, представляющей собой крайнюю юго-восточную часть Великого артезианского бассейна. Он подчеркнул, что все антиклинальные складки в пределах этой впадины приурочены к разломам меридионального простирания и ориентированы согласно со структурой палеозойского складчатого основания. У. Е. Уллис подверг подробному тектоническому анализу впадины юго-востока Австралии — Гипслендскую и Басскую, выполненные верхнемезозойскими и кайнозойскими отложениями, общая суммарная мощность которых достигает 3—4 км. Значительная часть этих впадин находится в пределах шельфа и погружена под воды Тасманова моря и Бассова пролива. Он особо подчеркнул, что эти депрессии имеют широтные простирания, т. е. ориентированы так же, как и большинство мезо-кайнозойских разломов востока Австралийского континента.

Еще одним крупным регионом, которому было посвящено несколько научных выступлений, была область Персидского залива. Часть из них касалась таких слабо изученных районов, как юго-западное его побережье. В своем докладе Г. М. Хажам рассмотрел тектоническое строение нефтяных месторождений территории Абу-Даби, расположенной на южном побережье залива. По данным этого исследователя, докембрийское складчатое основание здесь залегает на глубине свыше 4000 м. Все структуры этой части Аравийской платформы имеют в целом меридиональные простирания.

С двумя отдельными сообщениями выступил Р. Г. Чопп (Оман). В первом из них был сделан анализ геологического и тектонического строения всей территории Омана. На востоке страны, в пределах Гаусинской альпийской складчатой системы им устанавливается несколько эпох складкообразования: кембрийско-ордовикская, пермско-триасовая и верхнемеловая (позднекампанская). С последней эпохой складчатости связывается образование двух крупных офиолитовых поясов: одного — вдоль северо-восточного побережья полуострова, в центральной части складчатой системы; другого, расположенного к первому почти под прямым углом, — вдоль юго-восточного Батанского побережья полуострова и простирающегося через остров Масира и мыс Малдрака. По мнению Р. Т. Чоппа, в верхнемеловое время по крупным надвигам на западе складчатой системы происходило перемещение геосинклинальных структур в сторону платформы более чем на 100 км. По ним складчатый комплекс перекрыл значительную часть юго-востока Аравийской платформы.

Второй доклад Р. Г. Чоппа касался подробного описания приразломной антиклинали Фахуд, расположенной в центральной части пустыни Руб-эль-Хали. По геофизическим данным, мощность осадочного чехла в этой части платформы достигает 4000 м. Южнее данной антиклинали протягивается широкая полоса распространения соляных куполов, в ядрах которых обнаруживаются эвапориты допермского возраста.

Выступление П. Мина, М. Т. Разачниа и Ю. Парана (Иран) было посвящено результатам геологических и геофизических исследований северной половины Персидского залива. На многочисленных палеогеографических картах этой области, которые демонстрировали докладчики, хорошо устанавливается слабое изменение фациального состава мезозойских отложений вкост таких структур, как восточный край Аравийской платформы, Месопотамский краевой прогиб и системы Загроса. Одновременно докладчики отмечают одинаковую ориентировку антиклинальных структур, к которым приурочены нефтяные месторождения как в пределах платформы, так и в Месопотамском прогибе.

Остальные доклады были посвящены вопросам геологии и тектонического строения отдельных нефтеносных районов различных частей света. Так, Ф. К. Осмент, Р. М. Морроу и Р. У. Крейг (США) кратко остановились на тектоническом строении грабена Залива Кука на Аляске, выполненного слабо деформированными морскими и континентальными угленосными образованиями третичного возраста (эоцен-плиоцен) максимальной мощностью около 9000 м. Р. Занц-Занц (Испания) в своем сообщении рассмотрел общие особенности строения Кантербрийского прогиба, расположенного у южного побережья Бискайского залива, между Пиренеями и Астурийскими горами. В пределах прогиба нефть и газ встречаются в отложениях верхней юры и нижнего мела, в пологих приразломных структурах эпигерцинского платформенного чехла, общая суммарная мощность которого 2500 м. Нефтегазные породы представлены красноцветными и эвапоритовыми образованиями.

В докладе Г. Р. Коронэла (Венесуэла) основное внимание было уделено истории геологического развития Венесуэльского залива. По мнению этого исследователя, альпийская геосинклиналь этого региона заложилась на метаморфическом палеозойском основании, общая мощность которого по крайней мере 10 км. Начиная с триасового времени район Венесуэльского залива был областью седиментации мелководных осадков. Г. Р. Коронэл особо подчеркнул, что вдоль южного шельфа Карибского моря протягивалась полоса суши, которая служила источником сноса обломочного материала.

Ряд научных сообщений на заседаниях Конгресса был посвящен строению нефтяных месторождений Северной Африки. Ж. Клэрэ и К. Темпер (Франция) рассмотрели тип структур антиклинали Д'Хасси-Туарег, расположенной в пределах алжирской части Сахары; Ж. Гиллеспии и Р. М. Санфорд (Англия) остановились на геологии месторождения Сарир, а У. У. Фрейзер (США) — месторождения Зелтен, обнаруженных на юге впадины Сарите в Ливии. Подробный отчет о геологических и геофизических полевых работах в дельте р. Нигер был сделан Е. Ж. Френклом и Е. А. Кордри (Нигерия).

Советские геологи выступили с двумя докладами, которые были заслушаны присутствующими с большим вниманием и интересом. Акад. А. А. Трофимук от имени большой группы геологов-нефтяников Сибири рассказал о новых открытиях нефти и газа в пределах Сибирской платформы. Ю. Г. Эрвье сделал доклад о закономерностях размещения месторождений нефти и газа в пределах Западно-Сибирской низменности. Содержание этих интересных докладов уже опубликовано в нашей геологической печати, поэтому нет необходимости здесь останавливаться на них более подробно.

После окончания заседаний Конгресса мексиканскими геологами были организова-

ны специализированные технические экскурсии. Одна из них — в район Поса-Рика, расположенный на берегу Мексиканского залива, между Тампико и Веракрус, была специально предназначена для геологов. В пределах этого региона залежи нефти встречаются в сводах антиклиналей чехла эоценовой платформы, углы падения на крыльях которых изменяются от 2 до 4°. Коллекторами нефти служат карбонатные породы верхнеюрского и нижнемелового возраста. Восточнее этой области располагается зона распространения рифогенных известняков, мела, также содержащих нефтяные залежи, известная под названием Нью-Голден-Лайн. К сожалению, во время данной экскурсии не удалось подробно ознакомиться с геологическим и тектоническим строением района.

Участники симпозиумов по геологии нефтяных областей, особенно мексиканские геологи, проявили большой интерес к достижениям советских ученых, которых окружили большим вниманием. Они сделали очень многое, чтобы как конгресс, так и время, которое иностранные ученые провели в Мексике, прошли максимально интересно и плодотворно. В целом конгресс был очень хорошо организован.

Следующий, 8-й Всемирный нефтяной конгресс, предполагается провести в Москве в 1972 г.

Н. А. Богданов

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские; h и n, g и q, l и e, I и J и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, преческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилии и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статей, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должно быть приложено резюме (до 1 стр. машинописного текста), для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

16. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. А. 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 В 3-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор П. С. Максюта

Сдано в набор 4·ХІ 1967 г. Т-01510. Подписано к печати 5/І-1968 г. Тираж 165⁰ экз
Зак. 6998. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 10,5+1 вкл. Бум. л. 3³/₄ Уч.-изд. листов 13,0

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

О ФАКТИЧЕСКОМ СОСТОЯНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ. *А. М. Боровиков.* Геотектоника, 1968 г., т. 4, № 1, 3—7.

В статье приводятся некоторые данные о количестве терминов и понятий в геотектонике. Эти цифры имеют прямое отношение к вопросу о том, представляет ли формализация понятий всего лишь один из возможных путей «математизации» или же объективно назревшую необходимость.

УДК 551.24(471.1)

СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ.
М. А. Осада. Геотектоника, 1968 г., т. 4, № 1, 8—19.

Комплексная интерпретация магнитных и правитационных аномалий территории Большеземельской тундры позволяет определить структуру поверхности и глубину залегания ее фундамента. В пределах Большеземельской тундры выделяются зоны региональных разломов глубокого заложения: Индиго-Табышская, Припечорская, Колвинская и Паханческо-Кочмеская, ограничивающие Печорский, Денисовский и Хайпудырский блоки ее фундамента. Денисовский и Хайпудырский блоки являются опущенными, причем глубина залегания поверхности фундамента в их пределах достигает 6,5—7 км. Печорский, Денисовский и Хайпудырский блоки вероятно сложены складчатыми эвгеосинклинальными формациями рифея, а Хайпудырский блок имеет палеозойский складчатый фундамент. Предположительно можно принять, что северо-восточной границей Русской платформы в пределах Большеземельской тундры служит Паханческо-Кочмеская зона разломов (Верхне-Колвинский блок второго порядка), Зона разломов фундамента отвечают структуры осадочного чехла Большеземельской тундры, перспективные в отношении нефтегазоносности. В свете этих данных рассмотрены объекты для дальнейших поисково-разведочных работ.

УДК 551.24(574.1)

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ ПОДСОЛЕВОГО ЛОЖА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МЕЖДУРЕЧЬЯ УРАЛА И ВОЛГИ.
И. М. Бровар, И. И. Шмайс. Геотектоника, 1968 г., т. 4, № 1, 20—27

Анализ новых геолого-геофизических данных показывает, что подсолевое ложе северо-западной части Прикаспийской впадины разделено мобильными зонами флексуры, разрывы на структуры второго порядка — типа горстов и грабенов. Развитие структур второго порядка происходило унаследованно от глыбовой тектоники кристаллического фундамента. Черты унаследованности отмечаются и в региональной структуре надсолевого комплекса, хотя они вуалируются дисгармоничным кунгурским соленосным комплексом.

УДК 551.(571.64)

К ВОПРОСУ О ТИПАХ И ФАЗАХ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НА САХАЛИНЕ. *С. Д. Гальцев-Безюк.*
Геотектоника, 1968 г., т. 4, № 1, 28—39

Движения земной коры проявлялись на Сахалине в течение кайнозоя непрерывно с периодами усиления и ослабления. Процессы складкообразования происходили как на фоне опускания, так и на фоне поднятия, а не в отдельные фазы складчатости, отделенные друг от друга периодами тектонического покоя. Автор считает мало обоснованным выделение многочисленных фаз складчатости, которым обычно приписывается исключительная роль в образовании складок и разломов.

РАННЕРИФЕЙСКИЕ «РУДИМЕНТАРНЫЕ» ГЕОСИНКЛИНАЛИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ИХ ЗАЛОЖЕНИЕ НА ПЛАТФОРМЕННОМ ОСНОВАНИИ. А. М. Смирнов. Геотектоника, 1968 г., т. 4, № 1, 40—51

Рудиментарные геосинклинали унаследованно образовались на месте среднепротерозойских платформенных прогибов эпиархейской Амурской глыбы. Эти геосинклинали характеризовались эвгеосинклинальными формациями, но свойственные им коробчатые складки и гранитоидный магматизм не типичны для геосинклиналей неогена. Складки, в частности, возникли в результате вертикальных движений блоков фундамента. Одновременно с рудиментарными геосинклиналями существовали геосинклинали, типичные для неогена, например, Тукурингская.

УДК 551.24(471.6)

К ТЕКТОНИКЕ ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ. М. Р. Пустильников. Геотектоника, 1968 г., т. 4, № 1, 52—69

По новым данным геофизических исследований и глубокого разведочного бурения уточнено тектоническое районирование территории западного и центрального Предкавказья. Выделены крупные геоструктурные элементы, осложняющие регион, и установлен характер их взаимоотношений. Дано описание складок, осложняющих отдельные стратиграфические комплексы. Описан характер их развития. Показано положение глубинных разломов в фундаменте и их возможное влияние на формирование складок в осадочном чехле.

УДК 551.24(479.25)

О ГРАНИЦЕ СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ И АРМЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОН В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АРМЕНИИ. П. Г. Алоян, С. Г. Алоян. Геотектоника, 1968 г., т. 4, № 1, 70—76

Зона сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон Малого Кавказа в пределах северо-западной Армении представлена серией флексур, переходящих в нарушения сбросового типа, к которым приурочены месторождения медно-серно-колчедановых, золотоносных и полиметаллических руд, а также выходы интрузивов гранодиоритового состава. Северо-восточная граница зоны сочленения одновременно является и границей эоцена Армянской складчатой зоны с юрой Сомхето-Кафанской зоны. Юго-восточная граница, располагаясь в эоценовых вулканогенно-осадочных образованиях Армянской складчатой зоны, прослеживается на северо-запад почти параллельно северо-восточной. В области юго-западной границы авторы статьи совместно с геологом В. П. Саакяном выявили крупное проявление золотосульфидной формации.

Цена 1 р. 20 к.

В-272
7
ПРЕСЛОННЫЙ ПЕР
Л. 3 КВ 42
МАКАРИЧЕВУ Г И
70228
1-12

Индекс
70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ:

- АРХАНГЕЛЬСКИЙ Н. И.** и др. Тектоника мезозоя восточного склона Южного Урала и Южного Зауралья. 17 л. 1 р. 40 к.
- БАРАНОВА Ю. П.** и др. Кайнозой Северо-Востока СССР. 12 л. 85 к.
- ВОТАХ О. А.** Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. 12 л. 80 к.
- ЛАМАКИН В. В.** Неотектоника Байкальской впадины. Труды ГИН, вып. 187. 23 л. 1 р. 90 к.
- МАТВЕЕВСКАЯ А. Л.** Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. 35 л. 2 р. 60 к.
- МОКШАНЦЕВ К. Б.** и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. 25 л. 1 р. 80 к.
- ПЕРФИЛЬЕВ А. С.** Особенности тектоники севера Урала. Труды ГИН, вып. 182. 25 л. 2 р.
- РЕЗАНОВ И. А.** Особенности строения и развития мезозойид Северо-Востока СССР. 20 л. 1 р. 50 к.
- РУЖЕНЦЕВ С. В.** Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. Труды ГИН, вып. 192. 26 л. 2 р. 10 к.
- СОЛОВЬЕВ В. А.** Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. 12 л. 80 к.
- СУВОРОВ А. И.** Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Труды ГИН, вып. 179. 32 л. 2 р. 50 к.

С аннотациями на вышеуказанные книги Вы можете ознакомиться в Тематическом плане издательства «Наука» на 1968 год (I-е полугодие), который имеется в магазинах «Академкнига» и книготоргов. Там же Вы можете оформить заказы на книги.

Предварительные заказы экономят время и гарантируют приобретение необходимых Вам книг.

СВОЕВРЕМЕННО ЗАКАЗЫВАЙТЕ НЕОБХОДИМЫЕ ВАМ КНИГИ.

