

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 42

В. С. ЖУРАВЛЕВ

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ
ГЛУБИННОЙ ТЕКТОНИКИ
ПРИКАСПИЙСКОЙ
СИНЕКЛИЗЫ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 42

В. С. ЖУРАВЛЕВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ
ГЛУБИННОЙ ТЕКТониКИ
ПРИКАСПИЙСКОЙ
СИНЕКЛИЗЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва 1960

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
Ю. А. Косыгин

«...Сложнения внешних углов платформы не подвергались детальному изучению... Вопросы о структурах внешних углов можно только ставить, они еще далеко не разрешены».

Н. С. Шатский¹

ВВЕДЕНИЕ

Геологические и геофизические работы, проведенные в последние годы в южной части Прикаспийской синеклизы, подтвердили мнение большинства геологов о платформенном характере этой крупной структуры. Глубокая сейсморазведка доказала отсутствие локальных дислокаций подсолевого ложа на обширной территории, которая простирается от Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума далеко на северо-запад, через купола промышленного района Южной Эмбы к куполу Индер. Данные глубокой сейсморазведки и глубокого бурения, принятого в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, позволили выяснить, что ему соответствует погребенное под мезозоем Южно-Эмбенское поднятие, которое по структурному положению, морфологии и истории развития является краевым плакантиклиналом Русской платформы. Что касается более северной части Прикаспийской синеклизы, то накопившийся о ней большой фактический материал до настоящего времени в должной мере еще не был проанализирован. Поэтому главнейшие вопросы строения юго-восточного внешнего угла Русской платформы, а следовательно, и глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы оставались невыясненными. Данные геологии и геофизики позволяют подойти к их решению и, в первую очередь, к выяснению тектонической природы Хобдинского регионального гравитационного максимума, оконтуренного в восточной части синеклизы. Для решения этих вопросов была предпринята настоящая работа.

Основой для ее выполнения послужили полевые исследования автора в 1944—1949 гг. (от Западно-Казахстанского геологического управления), в 1953 и 1957 гг. (от Геологического института АН СССР), когда он проводил геологические съемки разных масштабов (преимущественно 1:200 000) многих участков восточной части Прикаспийской синеклизы, предпринимал маршрутные исследования в ее пределах и консультировал (с 1949 г.) работы Прикаспийской экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста Министерства Геологии и Охраны недр СССР. Кроме личных наблюдений в работе учтено большинство опубликованных и фондовых геологических и геофизических материалов по Прикаспийской синеклизе (данные наблюдений геологов Западно-Казахстанского геологического управления, Прикаспийской экспедиции ВАГТ, треста Актюбнефтегазразведка, Казахстаннефтеобъединения, а также геофизиков Казахстанской геофизической конторы, Башкирского геофизического треста и Научно-Исследовательского института геофизики).

¹ О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1947, стр. 54.

После краткого очерка истории исследований наиболее изученного Хобдинского регионального гравитационного максимума, расположенного к востоку от р. Урал, и обзора теоретических представлений о его вероятной тектонической природе в работе приведены стратиграфические данные и анализ разрезов Хобдинской зоны и окружающих ее площадей.

На основании сравнительного анализа геологических и геофизических материалов (данных гравиразведки, сейсморазведки и магнитной съемки) по Хобдинскому, Аралсорскому и Южно-Эмбенскому региональным гравитационным максимумам в работе намечены основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Рассматриваются границы синеклизы, приводятся соображения о крупных разломах ее кристаллического фундамента и закономерностях расположения соляных куполов, а также о структурных этажах, отвечающих определенным этапам формирования синеклизы.

Работа выполнена в 1952—1957 гг. в Геологическом институте АН СССР под научным руководством академика Н. С. Шатского. Большое значение для автора имели советы и указания А. Л. Яншина, Ю. А. Косыгина и В. А. Вахрамеева. В обработке собранных палеонтологических материалов принимали участие: В. А. Вахрамеев, П. А. Герасимов, С. А. Добров, Б. П. Жижченко, Э. А. Копытова, С. С. Кузнецов, Н. П. Луппов, В. В. Меннер, Н. П. Михайлов, Т. А. Мордвилко, В. Г. Морозова, М. М. Москвин, Ю. П. Никитина, М. И. Соколов и А. Л. Яншин. Весьма ценные данные были получены от сотрудников Прикаспийской экспедиции ВАГТ: Л. Б. Аристарховой, М. И. Богачевой, Ю. Я. Кузьмина, А. А. Соколовой-Кочегаровой и А. Е. Шлезингера. Всем перечисленным геологам, равно как и большому коллективу геологов и геофизиков, данные которых учтены в настоящей работе, автор приносит свою глубокую благодарность.

Глава I

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ХОБДИНСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО МАКСИМУМА И РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ

Территория Хобдинского регионального гравитационного максимума расположена в стороне от основных торгово-промышленных путей в Среднюю Азию, вдоль которых велось изучение природы и ископаемых богатств Западного Казахстана. Начавшиеся в конце прошлого столетия работы по освоению нефтеносных площадей тяготели к соляным куполам с богатыми наружными нефтепроявлениями, расположенными в низовьях рек Урала, Сагиза и Эмбы, а степные просторы центральной части Прикаспийской синеклизы долгие годы почти не затрагивались геологическими исследованиями.

Первые сведения о геологическом строении рассматриваемой территории относятся к 1886 г., когда Горный департамент поручил М. М. Новаковскому произвести осмотр месторождений полезных ископаемых земли Уральского казачьего войска и «...попутно, насколько позволяют обстоятельства, изучить геологическое строение страны» (Новаковский, 1887, стр. 82). М. М. Новаковский проследовал по почтовому тракту Уральск-Уильское укрепление и вышел к р. Уил южнее гор Акша-тау, которые «...состоят преимущественно из мела. Найденные в нем окаменелости указывают на принадлежность его к верхне-меловой формации» (Новаковский, 1887, стр. 101).

Шесть лет спустя Общество Рязано-Уральской железной дороги и Геологический комитет направили в Зауральские степи Уральской области экспедицию для изыскания железнодорожной трассы, с тем чтобы соединить важнейшую торговую артерию Средней Азии — р. Аму-Дарью с р. Уралом. Начальником этой экспедиции Геологический комитет назначил старшего геолога С. Н. Никитина (который определял коллекцию меловой фауны, собранной М. М. Новаковским). Экспедиция С. Н. Никитина (1893) в начале мая 1892 г. выехала из г. Уральска и проследовала по почтовому тракту к Уильскому укреплению, где задержалась, ожидая хивинский караван для дальнейшего следования на Кунград. Дни вынужденной задержки С. Н. Никитин и состоявший при Геологическом комитете горный инженер Н. Л. Ижицкий использовали для поездок «...в различные стороны от Уила на десятки верст с целями геологическими и географическими, как показывает это представленная в Обществе карта наших маршрутов» (Никитин, 1893, стр. 11). Близ долины р. Уил они обнаружили ракушняки сармата, а поднявшись на

пологие возвышенности урочища Орындыкты «увидали перед собой растилающуюся на громадное протяжение обширную с ясно выраженными террасами долину прихотливо извивающегося Уила, живописно окаймленного меловыми горами с запада и севера, барханною высокою грядою Баркин-кум с востока и, наконец, переходящую в широкую низину на юг. Редко в степи можно встретить место, где глаз охватывает столь значительное пространство, где в ясное утро отчетливо обрисовываются такие отдаленные гряды, как снежно-белые скалы Акчат-тау, отстоящие до 30—40 верст расстояния от места наблюдения. Тем поразительнее была эта картина для нас, уже привыкших к однообразию плоских степных пустынь» (Никитин, 1893, стр. 38).

В отчете о работах экспедиции, представленном Обществу Рязано-Уральской железной дороги, С. Н. Никитин изложил материалы изысканий, носящие «...чисто прикладной, не систематизированный и во всяком случае предварительный характер, как назначенные для практических целей данной минуты, но не для людей строго отвлеченной науки» (Никитин, 1893, стр. 1). Несмотря на это, на страницах отчета встречаются краткие сведения о геологическом строении участка пути экспедиции по почтовому тракту Уральск — Уильское укрепление. В частности, об интересующем нас районе С. Н. Никитин (1893, стр. 36) писал, что долина р. Жаксыбай «по обилию в песках ее морских раковин обнаруживает очевидные следы недавно (в геологическом смысле) бывшего здесь простирания Каспийского моря». С. Н. Никитин (1893, стр. 27—28), подводя итоги своим путевым наблюдениям, указывал, что «...большая часть областей рек Уила, Сагиза и Эмбы состоит исключительно из отложений верхнего отдела меловой системы, типа общего с меловыми осадками Поволжья, с подразделением на ряд палеонтологически хорошо различимых ярусов и горизонтов... Высокая же степь по Эмбе, Сагизу и Уилу сложена из почти горизонтально наслоенных ненарушенных отложений, за немногими исключениями, могущими иметь чисто местное значение...»

В 1903 г. под общим руководством П. П. Семенова-Тян-Шанского был опубликован XVIII том «России», посвященный описанию «Киргизского края». В этом томе «полного географического описания нашего отечества» несколько строк уделено описанию тракта Уил — Илецк (стр. 327). Последний, как указывается, пересекая р. Уил при устье р. Киил, следует далее «...вверх по Киилу по левому берегу, холмистому, обнажающему песчаники меловой системы».

Летом 1903 г. от Оренбурга и Илецка к Уильскому укрепению и далее, по Уральскому тракту на пос. Кара-тюбе, проехал А. Ф. Ивченко (1903, 1906), наблюдавший на всем пройденном пути преимущественно явления развевания почвы.

В 1904—1906 гг. Тургайская партия по образованию переселенческих участков приступила к рекогносцировочному обследованию почв Темирского и Лбищенского уездов Уральской области. Результаты ее работы были обобщены почвоведом Б. А. Скаловым (1909).

Работами Тургайской партии закончился дореволюционный период исследований района Хобдинского регионального гравитационного максимума и в течение последующих тридцати лет все конкретные данные о его геологическом строении исчерпывались всего лишь несколькими фразами из статей М. М. Новаковского, С. Н. Никитина, А. Ф. Ивченко и Б. А. Скалова.

Интересующая нас территория лежала в стороне от основных нефтяных разведок. Однако после того как в апреле 1911 г. на Доссоре ударил нефтяной фонтан, нефтепромышленники нередко выбрасывали скважины далеко в степь в расчете на случайную удачу. Основным критерием,

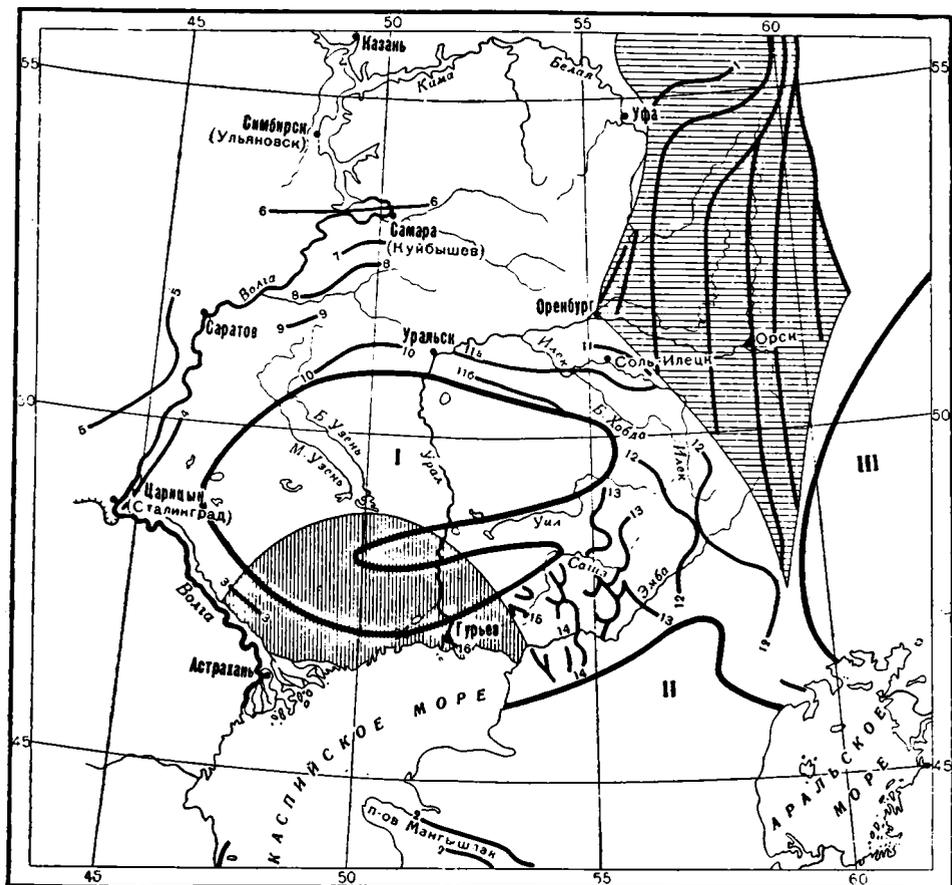
определявшим в то время целесообразность заложения скважин, являлось наличие наружных нефтепроявлений. Именно поэтому в дельтовом ветвлении р. Уил, в песках Тайсуган в 1913 г. геолог И. М. Карк прошел несколько шурфов в урочище Матень-кужа, где еще М. М. Новаковский отметил закированные пески и пленки нефти в колодцах. В 1915 г. в этом урочище Товарищество Бр. Нобель задало скважину, проходка которой была прекращена осенью 1916 г. при забое 355 м. С глубины 268 м в этой скважине начали встречаться углистые глины и прослой угля в песках и песчаниках, на глубине 187 м и 232—241 м отмечались слабые признаки нефти, а на глубине 188 м — присутствие газа.

По материалам работ Геологического Комитета, проводившихся в предреволюционные годы (1912—1917 гг.) на нефтеносных землях Уральской области, Н. Н. Тихонович (Tichonowitsch, 1924) составил ее первую тектоническую схему. В пределах междуречья Уила и Эмбы он выделил пять антиклинальных систем или зон — Темирскую, Терсакканскую, Иманкаринскую, Доссорскую и Гурьевскую, каждая из которых состояла из двух антиклинальных ветвей, сближенных в центре и значительно удаляющихся друг от друга на северных и южных окончаниях. Концевые части антиклинальных зон, по Н. Н. Тихоновичу, заметно погружаются и сливаются с двумя обширными депрессиями, из которых южная отвечает Устюрту, а северная занимает междуречье Волги и Урала и протягивается на восток к междуречью Большой Хобды и Уила, охватывая интересующую нас территорию (фиг. 1).

Другие указания на особенности строения степных пространств междуречья Большой Хобды и Уила мы находим у Эмиля Аргана (1935), который в 1922 г. в докладе на Брюссельской сессии XII Международного Геологического Конгресса отметил, что на широте г. Актюбинска складчатые дуги Урала, как бы обтекая какую-то жесткую массу, испытывают резкий поворот к востоку, подобный Уфимскому амфитеатру. На этом основании он предположил, что к западу от г. Актюбинска расположено крупное широтное поднятие гнейсового фундамента Русской платформы, принципиально отличное по своему строению от смежных территорий.

В 1934 г. Н. А. Храмов (1940) провел рекогносцировочные исследования от г. Уил в сторону ст. Илецк (Илецкая Защита) Оренбургской железной дороги. От г. Уил он прошел по левобережью р. Уил к устью р. Киил, затем по левобережью р. Киил до устья р. Батпакты, а затем проследовал на р. Большая Хобда по дороге, ведущей в пос. Ново-Алексеевку. В пределах интересующего нас района на фоне горизонтально лежащих сенонских отложений он обнаружил обширные и пологие брахиантиклинальные складки Джундусай, Майлисай и Тасымай, сложенные отложениями альба и сеномана. По данным Н. А. Храмова, в плане они имеют неправильно округлую или многоугольную форму, а в рельефе выделяются платообразными возвышенностями, приподнятыми над окружающей местностью на 20—25 м. Песчано-глинистая толща альба и сеномана по их периферии периклинально погружается под углами не более 3—5°, в редких случаях круче и постепенно скрывается под окружающими ее отложениями сенона.

В 1936 г. по заданию Управления совхозов Западного Казахстана производилась гидрогеологическая съемка территории Джамбейтинского, Чингирлаусского и Каратюбинского районов Уральской (ныне Западно-Казахстанской) области. П. А. Шиндяпин, участвовавший в этих работах, предпринял в ее пределах несколько маршрутных пересечений и результаты наблюдений опубликовал в статье, посвященной описанию соляных структур Зауралья (Шиндяпин, 1939). Он впервые отметил поднятие Чингис, расположенное на территории Каратюбинского совхоза.



Фиг. 1. Тектоническая карта юго-востока Европейской части СССР
(по Н. Н. Тихоновичу, 1924)

1 — уральская складчатость; 2 — мангышлакская складчатость; 3 — дислокация Астраханской степи; 4 — направление Волжских сбросов; 5 — Доно-Медведицкая антиклиналь; 6 — Жигулевская флексура; 7 — складчатость р. Мочи; 8 — складчатость р. Иргица; 9 — Новостолыпинка; 10 — направление складчатости Общего Сырта; 11, 11а, 11б — направление складчатости в северной части Приуральского плато; 12 — складчатость Темирской зоны; 13 — складчатость Терсакканской зоны; 14 — складчатость Иманкаринской зоны; 15 — складчатость Доссорской зоны; 16 — складчатость Гурьевской зоны. I — Район максимального погружения постплиоценовых каспийских осадков; II — Устьюртская депрессия; III — Зауральская (Тургайская) депрессия. Горизонтальная штриховка — район подземного распространения уральской складчатости; вертикальная штриховка — район выходов триасовых пород

«Здесь, — указывает П. А. Шиндяпин, — при впадении балки Чингиз-сая в р. Джаксы-бай, проектируется ядро поднятия, сложенное осадками нижневолжского яруса (глины темно-коричневого цвета с прослоями угля и глины серого цвета, гипсоносные, с прослоями горючих сланцев). Кроме того, проектируется еще ядро и на водоразделе Чингиз-сая и оврага Кур-сай, где на поверхность земли выходят известняки, а в средней части Кур-сая, в 5—6 км ниже пос. Кара-куль, известны глины светлого серого цвета с раздавленными отпечатками аммонитов нижнемеловой эпохи» (Шиндяпин, 1939, стр. 29).

На приложенной к его статье схематической карте расположения соляных структур Зауралья поднятие Чингис нанесено западнее меридиана 54°. Координаты его, судя по карте П. А. Шиндяпина, составляют 49°40' сев. широты и 53°50' вост. долготы, между тем как посещенные им места находятся в действительности в 30 км к востоку и определяются

координатами 49°40' сев. широты и 50°18' вост. долготы. Наши работы показали, что указания о наличии смежной с Чингисом структуры, лежащей на водоразделе р. Чингис и балки Кур-сай, также ошибочны. Но, несмотря на эти неточности, большая заслуга П. А. Шиндяпина состоит в том, что он первый сообщил о наличии в верховьях р. Жаксыбай соляного купола Чингис. Анализируя собранные данные, П. А. Шиндяпин пришел к выводу, что основными структурами Зауралья являются короткие брахиантиклинали и купола. Они вскрыты руслами рек и балок, или же погребены «под осадками новейших образований, причем тогда ...для нанесения их на карту необходимы данные геофизических разведок» (Шиндяпин, 1939, стр. 29).

Осенью 1940 г. И. М. Гугермахер, проверяя заявки на уголь, посетил урочище Чингис, где обнаружил пласт бурого угля на правом берегу балки Талды-сай в верховьях р. Чингис, а по ее береговым обрывам — горючие сланцы, мергели, мел и опоки. В кратком отчете он отметил, что в урочище Чингис пласт бурого угля простирается на СВ 40° и падает на ЮВ 18°, а пласт горючих сланцев простирается на СВ 30° и падает на ЮВ 10°. Однако координаты урочища Чингис им были определены неверно и местоположение его от истинного было смещено на 50 км к юго-востоку.

В 1940 г. Ю. А. Косыгин (1940₁) высказал предположение о существовании Хобдинского мыса — широтного барьера, протягивающегося до Уральской складчатой зоны и обусловившего в пермское время различия условий седиментации к северу и югу от него (фиг. 2). Основанием для этого предположения послужило различие минералогических ассоциаций нижнепермских калийных солей и верхнепермских краснокварцевых, накатливавшихся севернее (в Соль-Илецком районе) и южнее (в Темерском районе) этого гипотетического барьера. Рифоподобные массивы в кунгуре на г. Жилинтау и р. Актасты, уменьшение мощности кунгура и видимое отсутствие в нем соляных пластов расценивались Ю. А. Косыгиным как признаки поперечного поднятия складчатой зоны, лежащей на восточном продолжении Хобдинского мыса.

В том же году Э. Э. Фотиади (1940) обобщил материалы маятниковых наблюдений силы тяжести и вариометрических съемок, позволивших ему прийти к выводу, что в центральной части Прикаспийской синеклизы имеется широтная полоса положительных аномалий силы тяжести. Опираясь на указания Ю. А. Косыгина (1940₁) об изменении состава гидрохимических осадков кунгура в восточной части зоны положительных аномалий (в Актюбинском Приуралье) в сторону замещения соли гипсово-ангидритовыми разностями, Э. Э. Фотиади допускал, что такое замещение распространяется далее к западу, захватывая центральную часть зоны положительных аномалий силы тяжести. Принимая предположение Н. И. Буялова и А. А. Борисова (1940) о более молодом, предположительно верхнепермском возрасте соли в северной депрессии, Э. Э. Фотиади пришел к выводу, что «...участок, соответствующий центральной области положительных аномалий явился своего рода барьером, отделявшим во время накопления соли северную депрессию от южной; при этом южный прогиб возник ранее северного» (Фотиади, 1940, стр. 24). Поэтому резкое различие в степени дислоцированности поднятий северной и южной части маршрута Н. А. Храмова он объяснял тем, что в строении южных структур, лежащих в зоне положительных аномалий, «...столь активный материал, как соль, не участвует» (Фотиади, 1940, стр. 24).

К статье Э. Э. Фотиади была приложена схема распространения аномалий силы тяжести (в редукции Фая), построенная на основе гравиометрической карты А. Д. Архангельского (ГИН АН СССР) и дорабо-

танная НГРИ по материалам трестов Актюбнефть, Эмбанефть, Востокнефть и ГСГТ. На ней отчетливо выделилась центральная зона положительных аномалий силы тяжести.

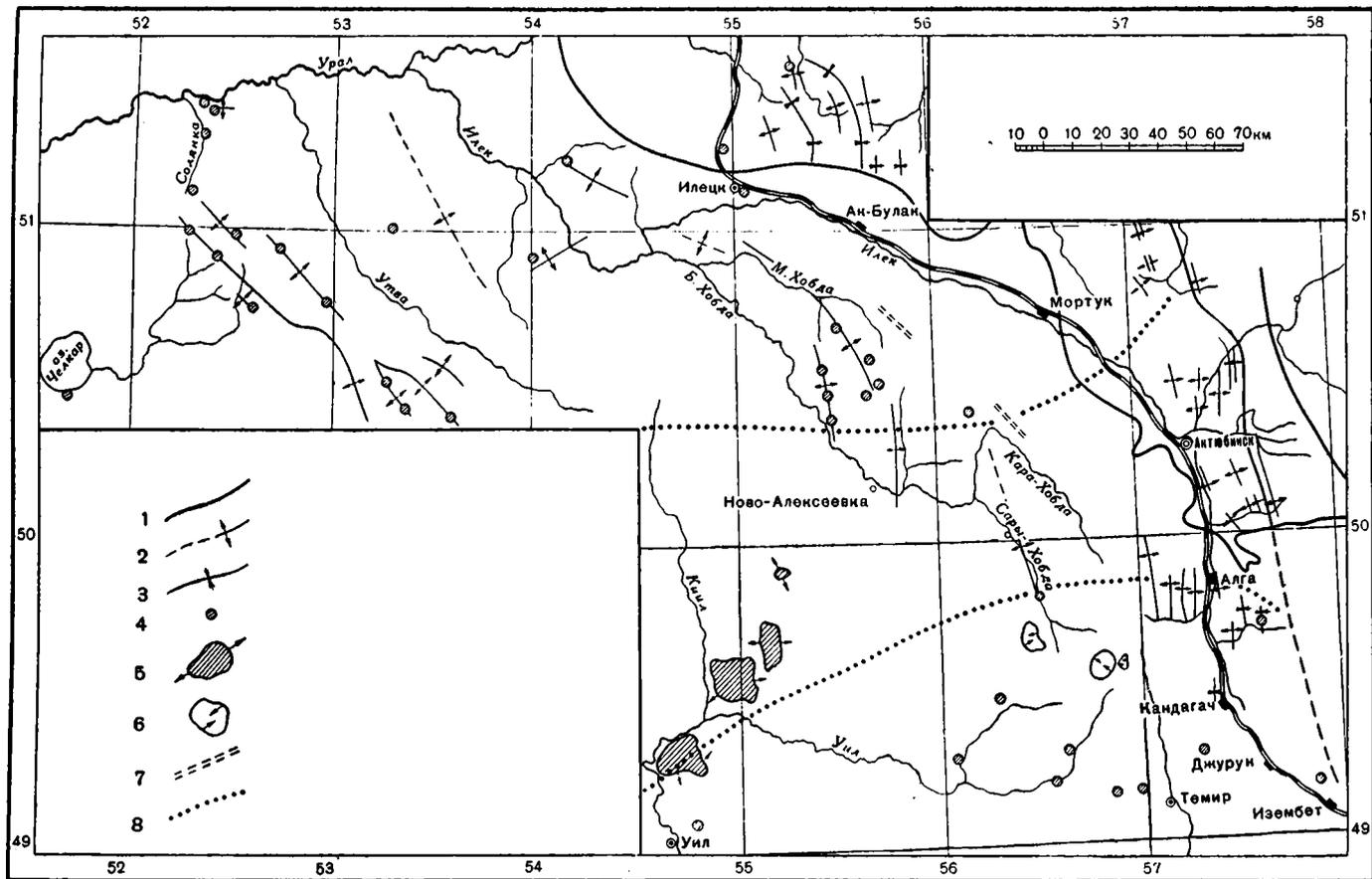
В 1941 г. Ю. А. Косыгин (1941) эту зону положительных аномалий назвал Хобдинском валом, сравнил его с центральным плато Восточного Тексаса — Себайном и пришел к выводу о его вероятной промышленной нефтеносности.

В 1940—1941 гг. в пределах междуречья Большой Хобды и Уила — на площади листа М—40—XX проводил работы сотрудник НГРИ С. Н. Колтыпин. Они были посвящены в основном изучению стратиграфии морских отложений верхнего мела, но сопровождалась маршрутной геологической съемкой. Настоящих соляных куполов на междуречье Большой Хобды и Уила С. Н. Колтыпин не обнаружил. Отмечая, что выделенные Н. А. Храмовым сеноманские поднятия в рельефе представляют платообразные возвышенности на фоне развития сенона, С. Н. Колтыпин в отчете указывал, что кровля альб-сеномана залегает гипсометрически на десятки метров выше сенона. Это обстоятельство, по его мнению, может быть объяснено или несогласным залеганием сенона на выработанном рельефе отложений альб-сеномана, или наличием дизъюнктивных нарушений по периферии этих поднятий (как предполагал Н. А. Храмов), или присутствием в альб—сеномане куполовидных антиклинальных складок. Последнее предположение С. Н. Колтыпин считал наиболее достоверным, так как шурфы, заданные им по краям некоторых сеноманских поднятий в отложениях сенона, на небольшой глубине вскрыли альб-сеноманские пески, причем контакт между ними и сеноном был без следов интенсивного размыва.

В 1943 г. А. Л. Яншин (1943), учитывая данные С. В. Шумилина (1934), отметил, что морские отложения верхней юры и нижнего мела в ближайших с юга к Хобдинскому валу куполах бассейна р. Аще-Уил переходят в прибрежные фации, иногда содержат литоральную фауну и остатки наземной флоры, обогащаются грубым песчаным материалом и заключают грубую гальку изверженных и метаморфических пород попеременно с окатанными кусками красных и зеленых глин. На этом основании он пришел к выводу о существовании в районе Хобдинского вала крупных участков суши, которые были залиты только водами верхнемеловой трансгрессии. Указания А. Л. Яншина (уже без ссылок на С. В. Шумилина) стали отправными при построении позднее опубликованных палеогеографических схем, на которых Хобдинский вал выделялся как вероятный источник сноса в мезозое.

В 1943 г. М. М. Тетяев посвятил одну из своих рукописных работ разбору структурных особенностей бурогольных месторождений, тяготеющих к Каспийскому морю. На основании стратиграфического анализа разреза мезокайнозойских отложений он пришел к заключению, что Урало-Эмбенская область возникла вне складчатой структуры уральского палеозоя, в пределах герцинской платформы и является альпийской субгеосинклиналию.

Кратко останавливаясь на общей гравитационной характеристике Урало-Эмбенской субгеосинклинали и разбирая статью Э. Э. Фотиади (1940), М. М. Тетяев говорил, что основной ошибкой ее автора, как и многих других исследователей, является сведение всех причин гравитационных аномалий только к влиянию тяжелых и легких масс в земной коре. Разделяя взгляды В. В. Белоусова (1941) на природу гравитационных аномалий и рассматривая в их свете гравитационную характеристику Урало-Эмбенской субгеосинклинали, М. М. Тетяев пришел к выводу, что она отображает сложный процесс сжатия и уплотнения космического вещества, обуславливающий общее прогибание земной коры.



Фиг. 2. Тектоническая карта северо-восточной окраины Эмбенской нефтеносной области (по Ю. А. Косыгину, 1940₁)

1 — границы между тектоническими зонами; 2 — антиклинали; 3 — синклинали; 4 — локальные купола и брахиангиклинали; 5 — крупные пологие купола; 6 — крупные пологие прогибы; 7 — сбросы; 8 — границы Хобдинского мыса

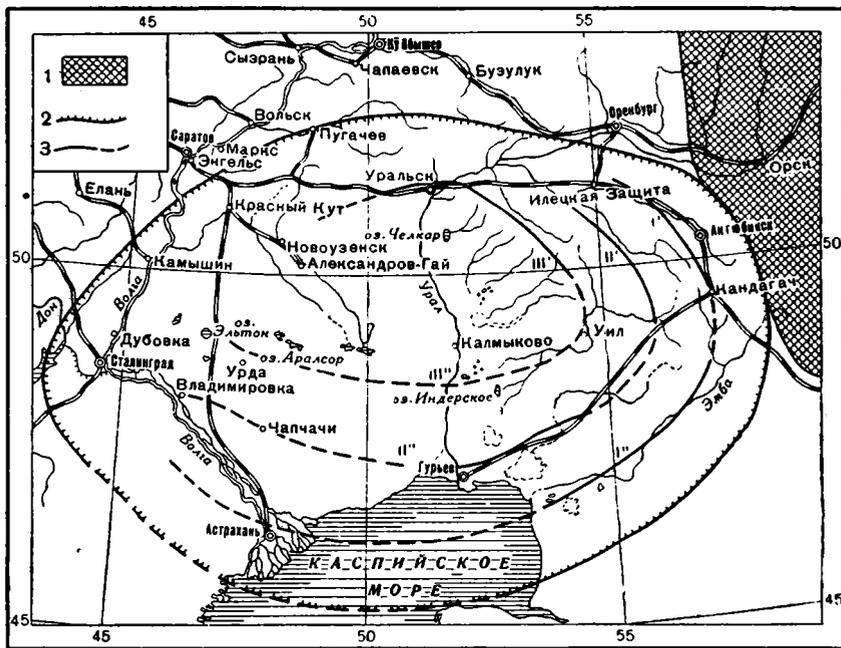
Прогибание, по его мнению, шло с известным опозданием, в результате чего между зоной уплотненного вещества и земной корой должна была возникнуть область относительного разрежения этого вещества, определяющая возникновение отрицательных аномалий, характерных для данной субгеосинклинали. В ее центральной части опускание земной коры было максимальным. Здесь началась ликвидация указанного отставания с уничтожением разреженного пространства и появлением зон региональных положительных аномалий силы тяжести. На фоне общего процесса, по мнению М. М. Тетяева, происходили более мелкие явления сжатия и уплотнения, вызывающие колебательный характер движения земной коры.

В результате территориального распределения этих колебаний образовался комплекс куполовидных форм, характерных для Урало-Эмбенской субгеосинклинали.

Таким образом, зона положительных аномалий силы тяжести (Хобдинский вал Ю. А. Косыгина), располагающаяся в ее центральной части, рассматривалась М. М. Тетяевым как область максимального опускания земной коры.

В опубликованной позднее статье М. М. Тетяев (1948) указывал, что в северо-восточной части Урало-Эмбенской субгеосинклинали отчетливо выделяются три гряды поднятий, параллельные ее границам: Актюбинская (Илекская), Хобдинская и Утвинская. Внешняя из этих гряд — Актюбинская (Илекская) образована преимущественно палеозоем, триасом и юрой, средняя — Хобдинская — юрой и мелом, а внутренняя — Утвинская — верхним мелом и третичными отложениями (фиг. 3). М. М. Тетяев предполагал, что Актюбинская (Илекская) гряда прослеживается между г. Соль-Илецк и г. Актюбинск вдоль р. Илек, а затем проходит вдоль р. Эмбы и скрывается под водами Каспия к югу от г. Гурьева. Хобдинская гряда от Линевского купола следует вдоль р. Большая Хобда, выходя на железную дорогу Кандагач — Гурьев у ст. Шубар-кудук, а оттуда направляется вдоль линии железной дороги к г. Гурьеву. Наконец, Утвинская гряда от складок, выделенных П. Л. Безруковым (1936, 1937) по левобережью р. Утвы, протягивается на юго-восток, проходит по правобережью р. Киил и направляется через пески Тайсуган в дельтовом ветвлении р. Уил к куполу Индер. «...указанные гряды, — по мнению М. М. Тетяева (1948, стр. 67), — следуют общему погружению нашей области по направлению к ее центральной части и, таким образом, являются как бы ступенями или структурными террасами на общем фоне этого опускания, обусловленными усилением роли восходящего движения в этих местах. Отсюда становится понятной и приуроченность куполовидных форм к этим грядам поднятия».

Между тем исследования в пределах Хобдинского регионального гравитационного максимума продолжались. Летом 1944 г. сотрудники Актюбинской экспедиции ВНИГРИ Г. Е. Рябухин и С. Н. Колтыпин предприняли поездку в район поселков Каратюбинского мясосовхоза, расположенных в восточной части этого максимума. В береговых обрывах р. Чингис они вновь открыли и подробно описали выходы юрских отложений, посещенные ранее П. А. Шиндяпиным и И. М. Гутермахером. По их данным, среднеюрские отложения в разрезе по р. Чингис представлены тонкозернистыми песчаниками и алевролитами с четырьмя тонкими прослоями бурых углей. Над ними залегает пятидесятиметровая толща темно-зеленых глин и мергелей, заключающая два прослоя темных горючих сланцев (типа сланцев района Озинок) с отпечатками типичной для этой фации *Scurria (Orbiculloidea) maeotis* Eichw. Находка в них же сдавленных отпечатков аммонитов *Zaraiski-*



Фиг. 3. Схема структуры Урало-Эмбенской области (по М. М. Тетяеву, 1948)
 1 — область герцинской линейной складчатости Южного Урала; 2 — контуры Урало-Эмбенской депрессии; 3 — гряды; I' — Актюбинская (Илецкая), I'' — Эмбенская, II' — Хобдинская, II'' — Гурьевская, III' — Утвинская

tes scythicus (Vischn.) Mich. заставила Г. Е. Рябухина и С. Н. Колтыпина отнести эти сланцы к зоне *Dorsoplanites panderi* нижнего волжского яруса верхней юры. Залегающий выше песчаник-ракушняк с ядрами *Raporaea* sp. и песчаник с отпечатками аммонитов *Polyptychites polyptychus* Keys. и *P. petschorenensis* Bogosl. (определения А. Л. Яншина) они отнесли к нижнему мелу, точнее к верхнему валанжину, и пришли к выводу о том, что имеется перерыв, падающий на верхний волжский ярус, а также на нижний и средний валанжин (в действительности же, как мы увидим ниже, в обнажениях по р. Чингис прослеживается полный разрез валанжина).

Г. Е. Рябухин и С. Н. Колтыпин отметили, что в районе правых притоков р. Жаксыбай присутствует солянокупольное поднятие с выходом на поверхность древних мезозойских пород, которые в своде поднятия наклонены довольно круто (юрские отложения падают на СВ 60° под углом 8°). Они высказали предположение, что геологическое строение западной части Хобдинского гравитационного максимума (к западу от р. Киил) отличается от его восточной части, где на поверхности, по данным Н. А. Храмова (1940), неизвестны отложения древнее апта. В представлении Г. Е. Рябухина и С. Н. Колтыпина Хобдинская зона в плане имеет форму широкого треугольника, обращенного вершиной на восток. Северо-восточный контур ее примерно совпадает с р. Большая Хобда, а юго-восточный протягивается на северо-восток от г. Уила. Западную границу Хобдинской зоны они условно проводили по меридиану р. Киил. Таким образом, сместив далеко на восток западную границу регионального гравитационного максимума, Г. Е. Рябухин и С. Н. Колтыпин получили возможность рассматривать Хобдинскую

зону как область развития сеноманских поднятий, для которых еще не установлена солянокупольная природа.

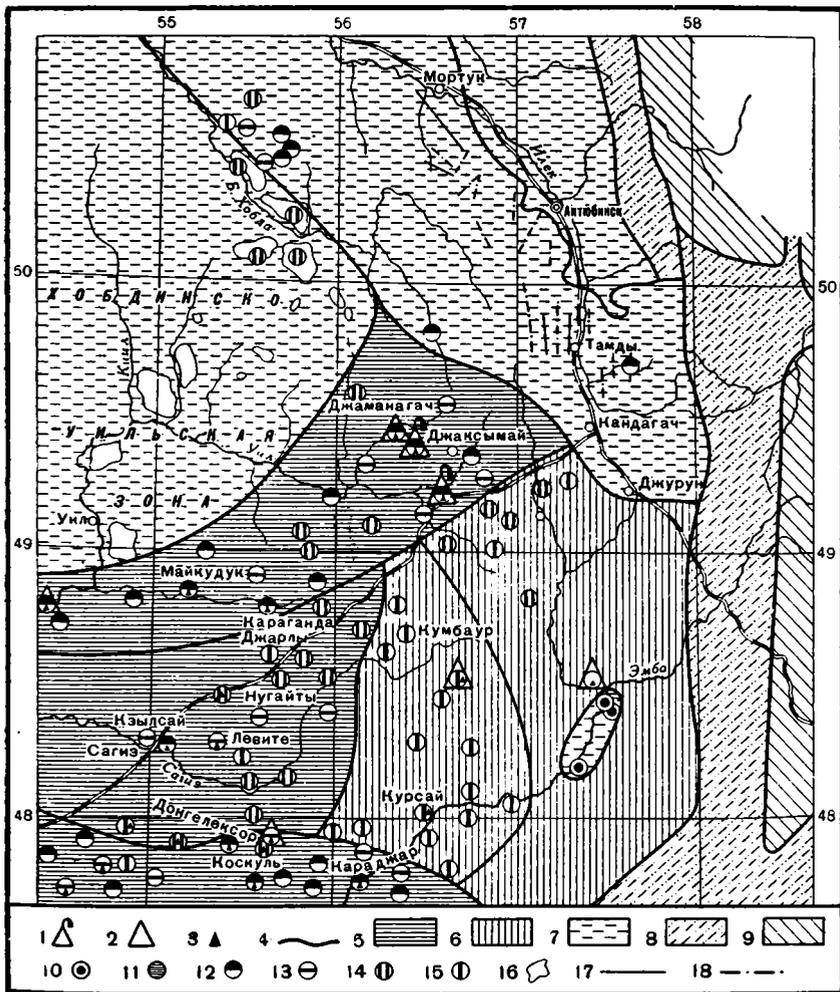
Однако на карте перспектив нефтеносности соляных куполов Северной Эмбы Г. Е. Рябухин (1945) уже не определял западную границу Хобдинско-Уильской зоны (фиг. 4) и даже указывал, что эта зона помещается «...лишь частично в пределах нашей карты» (Рябухин, 1945, стр. 46). Отвечая ей региональный гравитационный максимум он предположительно связывал с наличием на глубине либо основных пород, либо погребенного горного массива — отрога Южного Урала. Для решения вопроса о геологической природе этого максимума он предлагал провести геофизические исследования (электроразведку и гравитационную съемку) и приступить к бурению нескольких поисковых скважин на структуре Каратюбе (Чингис) с тем, чтобы вскрыть нефтеносные горизонты палеозоя.

В 1945 г. С. Н. Колтыпин, рассматривая в рукописной работе нефтеносные фации и палеогеографию Урало-Эмбенской области, обратил внимание на еще не опубликованные указания Ю. П. Никитиной о наличии двух групп фауны неокомского моря: северной, бореального типа, и южной, средиземноморской. Отсутствие следов смешения этих фаун привело С. Н. Колтыпина к выводу, что в центральной части Эмбенского бассейна имеется подводный барьер и поэтому две группы фауны оказались разобщенными. С. Н. Колтыпин при этом указывал, вероятно имея в виду посещенный им совместно с Г. Е. Рябухиным разрез по р. Чингис, что в той же центральной части Эмбенской области в келловее и оксфорде осадконакопление не происходило.

В том же году А. Л. Яншин в рукописной работе, посвященной выяснению основных черт структуры Западного Казахстана, отметил, что Хобдинский вал не заходит в бассейн р. Большая Хобда, и, поэтому предложил называть его Узени-Киильской антеклизой. Последнюю он расценивал как крупное широтное поднятие южного края Русской платформы, погруженное в средней части благодаря молодым плиоценовым опусканиям Прикаспийской низменности. Аналогии между Узени-Киильской антеклизой и межкупольными антиклиналями Гольфа А. Л. Яншин не находил и к оценке перспектив ее нефтеносности подходил сдержанно. Ему представлялось более вероятным присутствие в ее пределах нефтяных месторождений типа Второго Баку в мелких поднятиях второго порядка.

В 1945 г. на Ломоносовском чтении в Московском Государственном университете И. О. Брод (1946) высказал предположение, что Русская платформа с востока и юга окаймлена тиманидами и киммеридами (мангышлакидами). По его мнению, погребенное продолжение тиманид можно протянуть через Уфимское плато к г. Оренбургу и далее на юго-запад, через Хобдинский и Аралсорский гравитационные максимумы (своды). И. О. Брод (1946, стр. 38) указывал, что «эти своды, расположенные по линии Актюбинск — Сталинград, хорошо обрисовываются и в современной морфологии реками Урал и Волга». В частности, И. О. Брод считал, что р. Урал между г. Оренбургом и г. Уральском омывает северный склон Хобдинского свода, который морфологически хорошо выражен, но на западном погружении свода р. Урал резко меняет широтное направление своего течения на меридиональное, образуя почти прямой угол у г. Уральска. Тех же взглядов он придерживался и в статье, опубликованной позднее (Брод, 1947).

Однако в то время не было достаточного количества данных для решения вопроса не только о природе, но и о геологическом строении зоны Хобдинского регионального гравитационного максимума, да и контуры его были намечены весьма условно по редкой сети маятниковых



Фиг. 4. Карта перспектив нефтеносности соляных куполов Северной Эмбы (по Г. Е. Рябухину, 1945)

1 — нефтяные месторождения разрабатываемые; 2 — нефтяные месторождения с незапершенной разведкой (нефть встречена в единичных скважинах); 3 — нефтепроявления; 4 — границы нефтеносных зон; 5 — нефтеносные зоны наиболее перспективные; 6 — перспективные зоны; 7 — возможно перспективные зоны; 8 — менее перспективные зоны; 9 — мало перспективные и бесперспективные зоны; 10 — прорванные купола с выходом на поверхность гидрхимических осадков; 11—15 — купола с обнаженными отложениями не древнее: 11 — пермо-триаса, 12 — юры, 13 — неокома, 14 — апта, 15 — альб-сеноманя, 16 — сеноманские поднятия; 17 — оси антиклинальных складок; 18 — оси синклинальных складок и мульд

наблюдений силы тяжести. Только с 1944 г. Западно-Казахстанское геологическое управление приступило к проведению геологической съемки масштаба 1:200 000 в пределах северо-восточной части Прикаспийской синеклызы. В 1944—1946 гг. геологическую съемку этого масштаба непосредственно к северу от Хобдинского регионального гравитационного максимума проводил Г. П. Леонов (в 1945 г. он заснял листы М—40—VIII и М—40—XIV, в 1946 г.— листы М—40—VII и М—40—XIII). В результате работ выяснилось, что область развития соляных куполов протягивается непрерывной дугообразно изгибающейся полосой от г. Соль-Илецк и устья р. Большая Хобда к верховьям рек Уила и Темира, поперек Хобдинского вала Ю. А. Косыгина, располагаясь в основном в бассейне р. Большая Хобда. В известной степени представлениям

о Хобдинском вале отвечает, по мнению Г. П. Леонова, тяготеющая к верховьям р. Киил «Киильская зона», которая характеризуется развитием широких и пологих антиклинальных и синклиналиных структур меридионального простирания, осложненных небольшими пологими куполовидными поднятиями.

С 1945 г. Казахстанское отделение ГСГТ продолжило начатые еще в предвоенные годы работы по гравиметрической полистной съемке территории, лежащей к востоку от р. Урал. В этом году гравиметрическая партия № 9/45 под руководством Н. А. Попова и М. Г. Битюкова провела вариометрическую съемку в пределах бессточной Байгутинской западины, лежащей на левобережье р. Урал. Для юго-западной четверти листа М—39—XXIII и западной, меньшей по площади части смежного с ним листа М—39—XXIV были составлены карты векторов градиентов силы тяжести. Было установлено, что гравитационное поле юго-западной четверти листа М—39—XXIII аналогично гравитационному полю более южных районов с типичной соляной тектоникой.

В то же время гравитационное поле западной части листа М—39—XXIV характеризуется малой интенсивностью, очень небольшими участками аномалий, полным отсутствием отрицательных значений силы тяжести и общим нарастанием положительных значений силы тяжести к востоку.

В 1946 г. гравиметрическая партия № 7/46 Казахстанского отделения ГСГТ под руководством С. В. Пальмова, Н. А. Попова и П. П. Степанова засняла восточную часть листа М—39—XXIV и юго-западную часть листа М—40—XIX. В пределах листа М—30—XXIV на общем положительном фоне гравитационного поля обособились относительные локальные минимумы силы тяжести, в ориентировке которых не наблюдалось никакой закономерности. Среди них по интенсивности и занимаемой площади (около 310 км²) выделялся относительный локальный минимум силы тяжести Кульсай (49°32' сев. широты, 53°28' вост. долготы), расположенный южнее пос. Кара-тубе. В юго-западной части листа М—40—XIX полузамкнутыми изоаномалами, широко открывающимися к северу, в пределы территории тогда еще не исследованной, наметился крупный относительный минимум силы тяжести Чингис. Общий характер гравитационного поля исследованной площади позволил в 1947 г. С. В. Пальмову, Н. А. Попову и П. П. Степанову высказать предположение о существовании на фоне общего поднятия отдельных структур солянокупольного типа. Их наличие в 1946 г. было доказано сейсмической партией № 6/46 Казахстанского отделения ГСГТ, которая под руководством Е. М. Рудакова провела сейсморазведку минимума силы тяжести Кульсай. Работы проводились методом отраженных волн и лишь незначительно — методом преломленных волн. Всего было простреляно 6 профилей общей протяженностью 45,4 км на площади 200 км². Было установлено, что минимум Кульсай отвечает соляному массиву с довольно крутыми склонами. Кровля соли в его своде прослеживалась на глубине всего лишь 300—350 м, в то время как на крыльях купола мощность надсолевых отложений превышала 2000 м (глубину исследований). Отражения от подсолевого ложа не были получены и опытные работы с этой целью партией не производились.

Осенью того же года на минимуме Кульсай партия ГПК треста Казнефтеразведка прошла несколько крелинских скважин, которые до глубины 180 м не вышли из суглинков и глин, в нижней части разреза, вероятно, уже относящихся к верхнему плиоцену.

Гравиметрические и сейсмические работы 1945—1946 гг. проведенные в западной части Хобдинского регионального гравитационного мак-

сумма, достаточно четко показали, что от меловых сыртов на запад, до р. Урал, на общем положительном фоне гравитационного поля наблюдается обычное для Прикаспийской синеклизы чередование относительных локальных минимумов и максимумов силы тяжести, отвечающих соляным куполам и межкупольным депрессиям.

В 1946—1947 гг. от Научно-исследовательского института земного магнетизма (НИИЗМ'а) в восточной части Прикаспийской синеклизы И. К. Калинин провел абсолютную магнитную съемку для выяснения общего распределения элементов земного магнитного поля и выявления отдельных участков локальных и региональных магнитных аномалий. Выяснилось, что Хобдинский региональный гравитационный максимум лежит в зоне пониженных значений (до -200 гамм) магнитных аномалий. Учитывая это, И. К. Калинин указывал, что южная граница Хобдинского поднятия оконтурена нулевой изодинамой.

В начале 1946 г. была опубликована статья Н. С. Шатского (1946₁), посвященная выяснению основных черт строения и развития Восточно-Европейской платформы (эта статья начинала цикл его статей по сравнительной тектонике древних платформ). Прослеживая восточное ограничение Восточно-Европейской платформы, Н. С. Шатский отметил, что оно в южной части Уральского хребта не имеет такого прямолинейного вида, как по окраине Северного Урала, так как «...граница образует здесь два резких изгиба, уклоняясь далеко к востоку, на широте Уфимского плато, она вдавливается довольно глубоко к западу в бассейнах Белой и Сакмары и вновь делает значительный изгиб к востоку в Актюбинском районе и на верхней Эмбе» (Шатский, 1946₁, стр. 18). Подобно Эмилю Аргану (1935), Н. С. Шатский связывал первый изгиб с Уфимским выступом, а второй — с крупным поднятием между Эмбой и Уралом — Хобдинским массивом, «...хорошо показанным на гравиметрической карте зоной положительных аномалий силы тяжести среди поля больших отрицательных значений силы тяжести... занимающих все Нижнее Заволжье, Чкаловское и Эмбенское Приуралье» (Шатский, 1946₁, стр. 18). По мнению Н. С. Шатского, «...Эмбенский район представляет краевой прогиб типа Арканзасского угленосного бассейна, но в противоположность последнему он сильно опущен и перекрыт мощной толщей соленосной перми. Хобдинский массив, по аналогии со структурой Техаса, можно рассматривать как гомолог массива Льяно» (Шатский, 1946₁, стр. 47). По мнению Н. С. Шатского (1945), поднятие Льяно-Барнет является вероятным южным продолжением огромного антиклинального перегиба, отделяющего краевые впадины от внутренних частей Северо-Американской платформы, протягивающегося от Огайо до Оклахомы и включающего в себя антеклизы Цинциннати, Нешвилл и Озарк.

Следующую статью по сравнительной тектонике древних платформ Н. С. Шатский (1946₂) посвятил вопросу о природе Большого Донбасса. Сравнивая его строение со строением системы Вичита (краевой поперечной системы, осложняющей внутренний Атокский угол Северо-Американской платформы), Н. С. Шатский высказал предположение о том, что антеклиза Узени-Хобда (фиг. 5), глубоко погруженная под молодые осадки, по структурному положению может быть аналогом поднятия Озарк Северо-Американской платформы. Отмечая увеличение интенсивности дислокаций в Большом Донбассе и системе Вичита к востоку (к вершинам соответствующих внутренних углов платформ), Н. С. Шатский не исключает возможности того, что «...указанная выше крупная гравитационная аномалия к юго-востоку от Сталинграда представляет собой погруженную платформенную структуру, по положению сходную с северным массивом Арбёкл» (Шатский, 1946₂, стр. 86).

В 1946 г. Ю. А. Косыгин в монографии, посвященной соляной тектонике платформенных областей, учитывая результаты бурения в Актюбинском Приуралье (на Табантальской антиклинали), отметил, что в пределах Приуральской зоны отрицательных аномалий присутствует мощный соленосно-сульфатный комплекс кунгура. Основываясь на этом, он предположил, что Хобдинско-Киильская антеклиза отделена передовым прогибом от Уральской складчатой зоны и представляет участок, соответствующий зоне крупных положительных гравитационных аномалий, лишенных всяких проявлений как линейной складчатости, так и соляной тектоники.

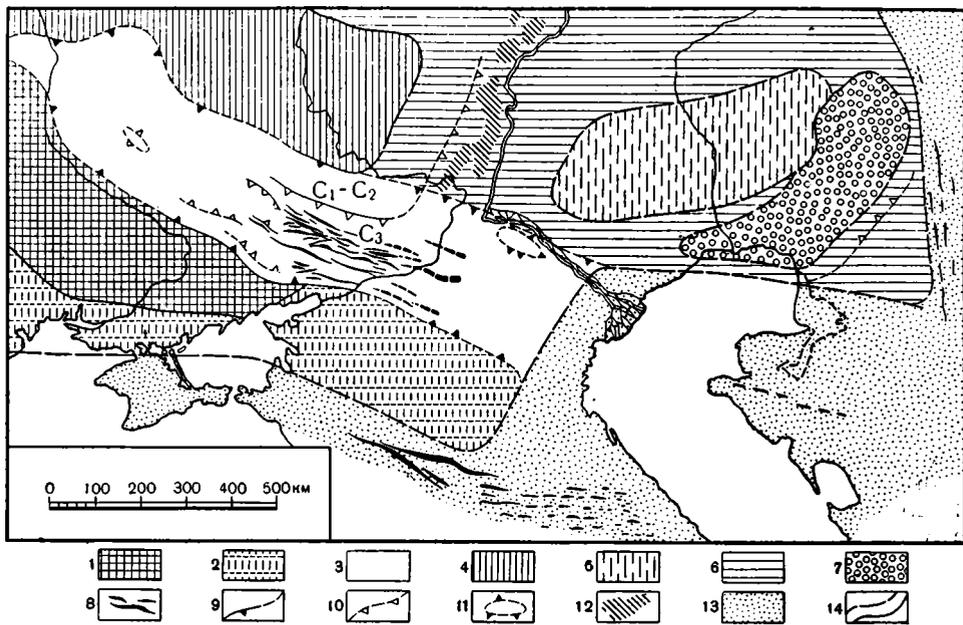
Между тем исследования в зоне Хобдинского регионального гравитационного максимума продолжались. Осенью 1946 г. С. Н. Колтыпин (1951) посетил возвышающиеся над долиной р. Уил обрывы меловых плато Теректы-тау и Акша-тау и послойно описал имеющиеся там прекрасные обнажения пещего мела маастрихта и глинисто-мергелистой толщи кампана.

К этому времени у геологов нефтяных организаций значительно возрос интерес к Хобдинскому региональному гравитационному максимуму. Как было отмечено выше, некоторые исследователи считали этот максимум крупным внутривпадинным поднятием и сопоставляли его с крупными межкупольными антиклиналями Гольфа. В свете этих соображений Хобдинский вал выдвигался как один из первоначальных объектов для глубокого бурения на палеозойскую нефть.

В 1947 г. в восточной части Хобдинского регионального гравитационного максимума широко развернулись геофизические и геологические исследования. Геофизические работы должны были облегчить выбор места заложения опорной скважины глубиной до 3500 м. С этой же целью была образована специальная комиссия, в которую вошли Ю. А. Косыгин, Г. Е. Рябухин, Э. Э. Фотиади, М. В. Неволин и Н. А. Калинин. В июне 1947 г. комиссия посетила соляной купол Чингис, но окончательного решения о месте заложения опорной скважины не приняла, отложив его до получения результатов геофизических и геологических исследований 1947 г.

В 1947 г. гравиметрическая партия № 9/47 Казахстанского отделения ГСГТ под руководством М. Г. Битюкова засняла лист М—40—XIX. Оказалось, что в его пределах, как и в западной части Хобдинской зоны (к западу от меридиана 54°), гравитационное поле дифференцировано и на общем фоне положительных значений силы тяжести по-прежнему выделяются относительные локальные минимумы и максимумы силы тяжести. Только у северной рамки листа М—40—XIX (близ 50° сев. широты) намечился плавный переход от положительных значений силы тяжести к отрицательным, фиксирующий северное ограничение Хобдинской зоны. Наиболее высокие положительные значения силы тяжести были выявлены в южной части листа М—40—XIX, в центральных частях локальных максимумов, расположенных на широте низовий р. Киил. Среди локальных минимумов, выявленных на листе М—40—XIX, выделился минимум Чингис, обнаруженный еще в 1946 г. Выяснилось, что он имеет форму гравитационного «языка», который глубоко вдается в зону положительных аномалий силы тяжести, прослеживается в меридиональном направлении более чем на 45 км и от верховий р. Жаксыбай раскрывается к северу.

В 1947 г. сейсмическая партия № 6/47 Казахстанского отделения ГСГТ под руководством В. Ф. Божко в пределах листа М—40—XIX прошла два рекогносцировочных профиля по методу отраженных волн для определения глубины и характера залегания подсолевых отложений



Фиг. 5. Схема Большого Донбасса (по Н. С. Шатскому, 1946₂)

1 — Украинский массив; 2 — погруженная часть Украинского массива; 3 — Большой Донбасс; 4 — Воронежский массив; 5 — антеклиза Узени-Хобда; 6 — синеклизы платформ; 7 — Эмбейская область соляных куполов; 8 — складки Большого Донбасса; 9 — границы Большого Донбасса; 10 — некоторые стратиграфические границы; 11 — Сталинградское поднятие; 12 — платформенные антиклинали — валы; 13 — палеозойская складчатая зона; 14 — складки палеозойской геосинклинальной полосы

в восточной части Хобдинской зоны. Первый из этих профилей (I—I) прошел в восточно-северо-восточном направлении от пос. Кара-ой к левому притоку р. Киил — р. Батпакты и пересек интерминимальную зону, разделяющую относительные локальные гравитационные минимумы Чингис и Жекендысай (расположенный южнее и тогда еще неполностью ооконтуренный). Второй профиль (II—II) прошел в меридиональном направлении от южной части купола Чингис (от скотобазы Тюбе-кудук) к гравитационному минимуму Жекендысай. На восточном крыле купола Чингис та же партия простреляла небольшой по протяженности (17,6 км) сейсмический профиль для определения положения кровли соляного массива и характера его восточного склона.

Рекогносцировочные сейсмические профили пересекли ряд участков аномальных значений силы тяжести и показали, что в восточной части Хобдинской зоны наблюдается чередование соляных куполов и межкупольных депрессий. В наиболее прогнутых участках последних, до глубины 3,5—4 км прослеживались многочисленные отражающие площадки и горизонты в надсолевых отложениях. Становилось ясным, что в Хобдинской зоне мощность надсолевых отложений значительна. Наличие соли на Чингисе и Жекендысае было подтверждено сейсморазведкой преломленных волн, установившей неглубокое (до 200—300 м в сводах этих куполов) залегание среды со скоростью распространения упругих колебаний около 4600 м/сек. Внутри соляных массивов Чингис и Жекендысай, как впоследствии подчеркивал И. К. Купалов-Ярополк (1948), до глубины 3—4 км регистрировались хаотически расположенные отражающие площадки, отвечающие сульфатным или терригенным прослоям в соли. Их наличие показало, что соленосная толща Хобдинской зоны

существенно отличается по составу от соленосной толщи смежных районов, где соляной комплекс кунгура состоит из чистой соли.

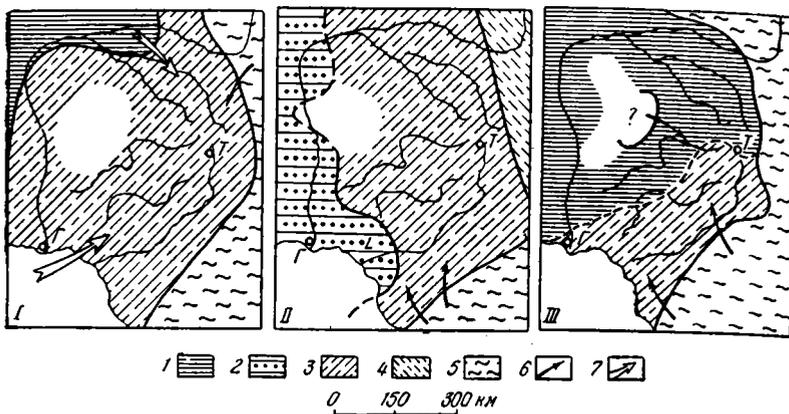
Основная задача, поставленная перед сейсморазведкой и заключающаяся в определении глубины залегания подсолевых отложений в восточной части Хобдинской зоны, осталась неразрешенной. Принятая глубина освещения разреза (до 4—4,5 км) оказалась недостаточной.

Одновременно с сейсморазведкой в 1947 г. на Чингисе структурно-поисковая партия Геолого-поисковой конторы треста Казнефтеразведка под руководством Л. И. Доновой проводила геологическую съемку масштаба 1 : 50 000. На куполе Чингис было пробурено 218 картировочных скважин общим метражем 4012 м и 21 крелиусная скважина общим метражем 2582,2 м (из них наиболее глубокой была скважина № 17, остановленная в пестроцветах верхнего триаса при забое 217,9 м). Керна всех скважин был просмотрен и описан автором настоящей работы, что позволило ему с учетом естественных обнажений составить очень точную и детальную геологическую карту сложного соляного купола Чингис. В 1947 г. автор настоящей работы по заданию Западно-Казахстанского геологического управления провел геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 на площади листа М—40—XIX. В результате ее выяснилось, что в восточной части Хобдинского регионального гравитационного максимума прослеживается относительно полный и мощный разрез мезозойских отложений, который известен от верхнего триаса до датского яруса включительно. Полнота стратиграфического разреза и анализ фаций убедительно показали, что в течение всего мезозоя, а также и в палеогене «Хобдинский вал» не существовал как обособленное поднятие и не являлся источником сноса. Геологическая съемка листа М—40—XIX показала, что в его пределах имеются такие сложные солянокупольные структуры как Чингис и Байтас. Уже тогда обратили на себя внимание большие размеры межкупольных пространств восточной части Хобдинской зоны, но к югу от нее, захватывая междуречье Уила и Сагиза, простиралась в то время еще не исследованная степь. Поэтому особенности соляной тектоники Хобдинской зоны еще не были заметны достаточно отчетливо.

На площади смежного к востоку листа М—40—XX в 1947 г. от Западно-Казахстанского геологического управления геологическую съемку провели Б. В. Пономарев и В. И. Самодуров. На составленной ими карте было ошибочно показано, что здесь соляные купола имеют распылчатые, неясные очертания, а осложняющие их крупные разрывные нарушения протягиваются на многие десятки километров. Неточности этой карты были выявлены только при подготовке ее к изданию после маршрутных геологических исследований, проведенных в 1957—1958 гг. сотрудниками Прикаспийской экспедиции ВАГТ А. Е. Шлезингером и Н. П. Салтыковой. Геологическая съемка юго-западной части листа М—40—XX, проведенная в 1957 г. с большим объемом бурения партией треста Актюбнефтеразведка под руководством Г. Г. Мулдакулова и Л. И. Трайнина, позволила составить геологическую карту купола Майлисай, принципиально отличающуюся от карт, составленных Н. А. Храмовым в 1934 г. и В. В. Пономаревым и В. И. Самодуровым в 1947 г.

Несмотря на отдельные неудачи, геологические и геофизические исследования 1947 г. доказали наличие в восточной части Хобдинской зоны соляных куполов и позволили прийти к выводу о том, что подсолевое ложе в ее пределах залегает на значительной глубине.

Однако в печати еще продолжали появляться работы, в которых Хобдинская зона по-прежнему рассценивалась как неглубоко залегающее палеозойское поднятие. Г. И. Водорезов и А. Л. Яншин (1947) ука-



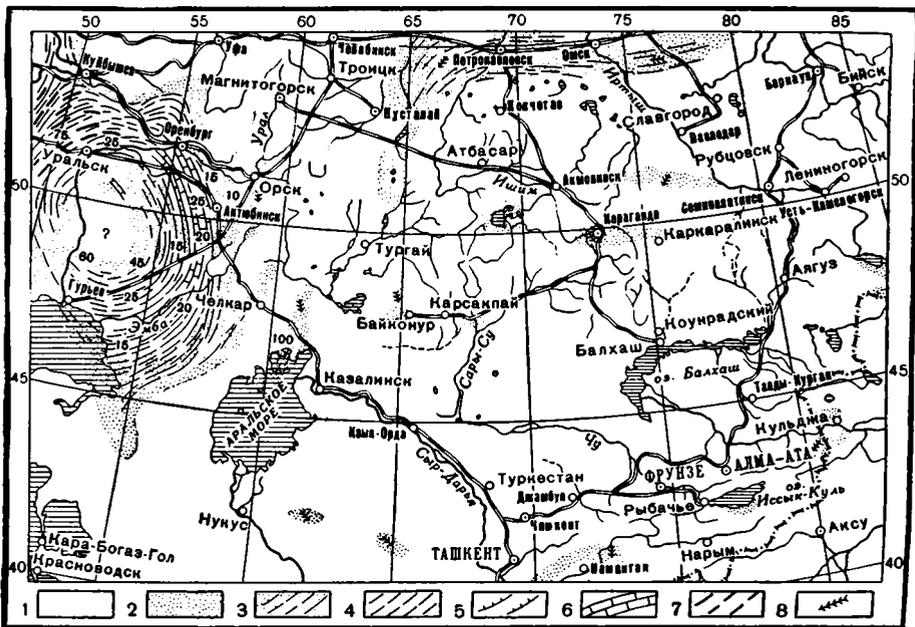
Фиг. 6. Палеогеографические схемы восточной части Прикаспийской синеклизы (по С. Н. Колтыпину, 1945, из работы В. В. Вебера, 1947)

I — начало пермотриаса (морской фацией показано максимальное распространение трансгрессии казанского моря); *II* — вторая половина среднеюрского времени; *III* — вторая половина неокома (местная зона размыва со знаком «?» отвечает началу неокома).

1 — морские фации; *2* — чередование морских и лагунных фаций (в том числе фация лингуловой свиты, обозначенная буквой *L*); *3* — чередование морских (или лагунных) и континентальных (или дельтовых) фаций; *4* — континентальные фации; *5* — суша; *6* — основное направление сноса терригенного материала; *7* — направление продвижения морских фаций (для пермотриаса). Буквами обозначены города: Г — Гурьев, Т — Темир

зывали, что фациальный анализ юрских и нижнемеловых осадков, прилегающих к Киило-Хобдинской антеклизе, устанавливает снос с нее обломочного материала, продолжавшийся до начала альбского времени. Основываясь на этом, они рассматривали эту антеклизу как крупную положительную структуру платформенного типа, в пределах которой под верхним мелом на сравнительно небольшой глубине залегают породы палеозоя, причем соленосная фация кунгура в них отсутствует.

В. В. Вебер (1947) предполагал, что на распределение фаций внутри Эмбенского бассейна могло оказывать влияние вероятное существование внутренней зоны поднятия — Хобдинского вала, который имел характер периодически воздымавшегося подводного кряжа. Ссылаясь на статьи Ю. А. Косыгина (1941), А. Л. Яншина (1943) и рукопись С. Н. Колтыпина (1945), В. В. Вебер указывал, что периодически воздымавшийся подводный кряж — Хобдинский вал — разделял Эмбенский бассейн на две депрессии: северную, Илек-Утвинскую, и южную, Гурьевско-Темирскую, которые рельефно вырисовывались на карте аномалий силы тяжести зонами гравиметрических минимумов. Основываясь на произведенном С. Н. Колтыпиным палеогеографическом анализе, В. В. Вебер пришел к выводу, что эти депрессии наметились еще в «пермотриасае» и сохранились в том или ином виде до конца мезозоя. При этом Гурьевско-Темирская депрессия временами приобретала характер залива, сообщавшегося с открытым морем на юго-западе и слепо замыкавшегося на северо-востоке. На нескольких палеогеографических схемах (для начала «пермотриаса», второй половины средней юры и второй половины неокома), составленных В. В. Вебером по данным С. Н. Колтыпина, на месте Хобдинской зоны положительного аномалий силы тяжести выделяется белое пятно (фиг. 6). Только на палеогеографической схеме для второй половины неокома на этом пятне представлен знак вопроса и стрелка, указывающая на юго-восточное направление сноса терригенного материала (в условных обозначениях



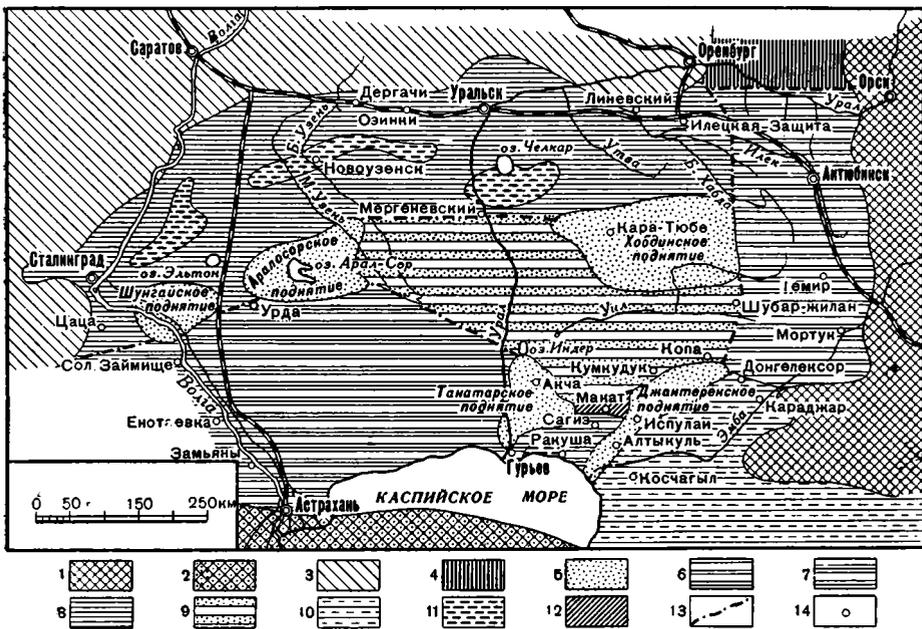
Фиг. 7. Палеогеографическая схема Казахстана для нижнего волжского века (по Н. Г. Кассину, 1947)

1 — суха; 2 — пески; 3 — пески с глиной; 4 — глинистые сланцы и глины; 5 — мергели; 6 — известняки; 7 — угленосные отложения; 8 — континентальные отложения

В. В. Вебер оговаривается, что местная зона размыва со знаком «?» отвечает началу неокома).

Н. Г. Кассин (1947) в сводке по палеогеографии Казахстана указывал, что юрские отложения Западного Казахстана частично состоят из материала, снесенного с неглубоко погруженного Урало-Уильского выступа древних пород, который и в меловое время продолжал оставаться сушей. На палеогеографических схемах, сопровождающих эту сводку, в центральной части Западного Казахстана показано овальное белое пятно, очертания которого изменялись во времени и пространстве. На схемах нижнего волжского (фиг. 7), нижнебарремского и нижнеальбского времени на этом белом пятне проставлен знак вопроса и только лишь на схеме для нижнего маастрихта оно покрыто условным крапом песков.

Н. В. Неволин (1947) пришел к выводу, что зоны мощного накопления осадков на карте распределения аномалий силы тяжести характеризуются пониженными отрицательными значениями силы тяжести, а зоны с сокращенной мощностью отложений — меньшими по абсолютной величине отрицательными значениями силы тяжести. При этом простирание зон с максимальной и минимальной мощностью отложений согласуется с направлением региональных гравитационных аномалий. Наметившуюся связь аномалий силы тяжести с распределением мощностей отложений осадочного чехла Н. В. Неволин ставил в зависимость от глубины залегания подсолевых пород с повышенной плотностью. Он считал, что характер распределения региональных гравитационных аномалий в Прикаспийской впадине обусловлен в основном современным гипсометрическим положением подсолевого ложа. Основываясь на имевшихся к тому времени геофизических данных, Н. В. Неволин на схеме тектоники При-



Фиг. 8. Схема тектоники Прикаспийской впадины (по Н. В. Неволину, 1947)

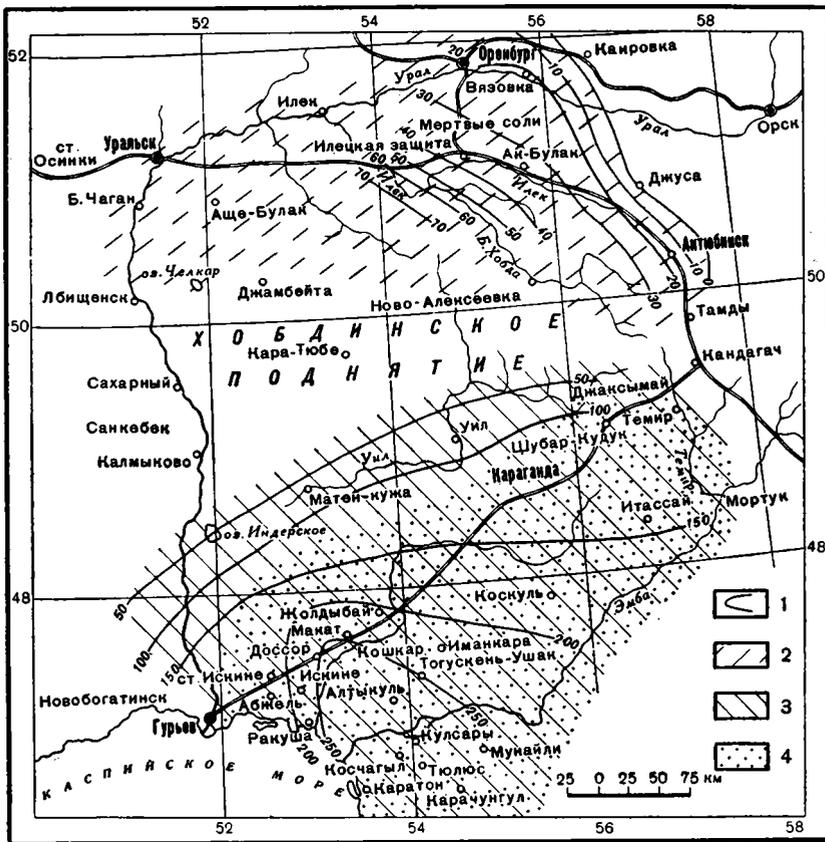
1 — складчатая зона Урала и Мугоджар; 2 — предполагаемый Южноэмбинский кряж; 3 — Воронежская и Волго-Уральская антеклизы; 4 — краевой Уральский прогиб; 5 — своды подсолевых поднятий Прикаспийской впадины; 6 — Мугоджарский предгорный прогиб; 7 — Южноэмбенский предгорный прогиб; 8 — Северо-Эмбенская синеклиза; 9 — Уильская синеклиза; 10 — Предустюртский прогиб; 11 — наиболее прогнутые участки (котловины); 12 — неглубокий прогиб между Джантерекским и Танатарским поднятиями; 13 — предполагаемые поперечные подъемы в прогибах; 14 — солянокупольные структуры

каспийской впадины выделил ряд крупных структур, различного строения и истории развития: Джантерекское, Танатарское, Хобдинское, Аралсорское и Шунгайское подсолевые поднятия, Мугоджарский и Южно-Эмбенский предгорные прогибы, Предустюртский прогиб, а также Уильскую и Северо-Эмбенскую синеклизы (фиг. 8). Наиболее гипсометрически приподнятым из подсолевых поднятий он считал Хобдинское, которое рекомендовал для бурения в целях выяснения перспектив нефтеносности подсолевых отложений.

Н. В. Неволин утверждал, что в период накопления надсолевых отложений структурный план Прикаспийской впадины не изменился, поэтому на сводах выделенных им подсолевых поднятий накапливались континентальные и прибрежно-морские осадки. Тектонический план размещения соляных куполов, их строение и степень дислоцированности, по его мнению, зависят от строения подсолевого ложа, причем на крыльях подсолевых поднятий располагаются параллельные к их простиранию соляные купола, наиболее перспективные в отношении нефтеносности.

Ю. П. Никитина (1948), разбирая палеогеографические условия осадконакопления в нижнемеловое время в Урало-Эмбенской области, рассматривала Хобдинское поднятие как вероятный источник сноса в период от неокома до верхнего альба включительно. В частности, она предполагала, что Хобдинское поднятие в неокоме было сушей, разделявшей южный и северный бассейны (фиг. 9).

Э. Э. Фотиади (1948), рассматривая вопрос о вероятной тектонической природе внутренних региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы (Хобдинского, Аралсорского и Нижневолж-



Фиг. 9. Палеогеографическая карта неокома Урало-Эмбенкской области (по Ю. П. Никитиной, 1948)

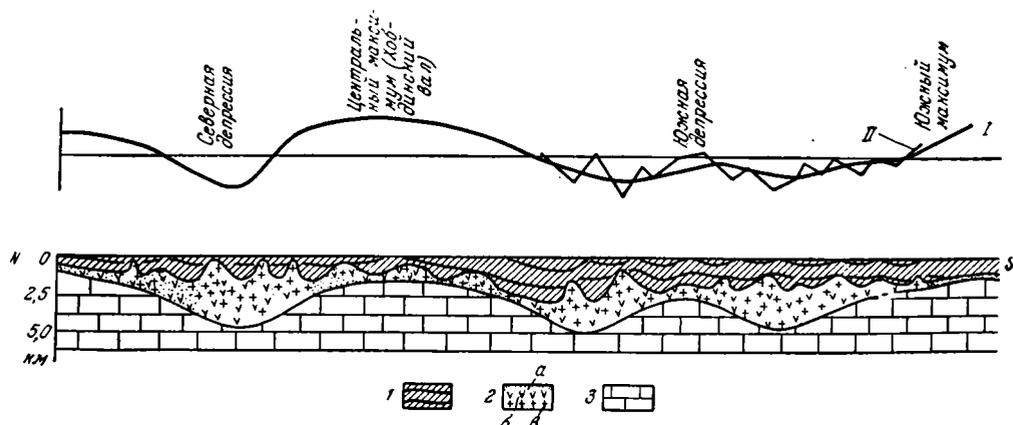
1 — изолинии мощностей неокома; 2 — неом северного типа; 3 — готерив южного типа; 4 — пестроцветная свита баррема

ского), подчеркнул, что погружение Русской платформы в сторону этой синеклизы носит ступенчатый характер и сопровождается разломами кристаллического фундамента, вдоль которых располагаются полосами локальные поднятия в осадочном чехле. Далее он указывал, что «...нечто подобное по-видимому, менее отчетливо выраженное в связи с значительно большей мощностью осадочных толщ, а, возможно, затемненное частично наложившимися формами солянокупольной тектоники, мы вправе ожидать в полосе этих внутренних максимумов силы тяжести» (Фотиади, 1948, стр. 32). Вслед за Ю. А. Косыгиным (1940), А. Л. Яншиным (1943), С. Н. Колтыпиным (1945) и В. В. Вебером (1947) Э. Э. Фотиади предполагал, что внутренним (центральным) максимумам силы тяжести отвечает область круглых поднятий, которая в течение долгого времени разделяла северную и южную депрессии Прикаспийской синеклизы. Идея о соответствии центральных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы погребенным поднятиям нашла отражение на составленном Э. Э. Фотиади гипотетическом разрезе вдоль 54 меридиана (фиг. 10). Характерно, что на этом разрезе глубина залегания подсолесных пород в Хобдинской зоне была показана на значительном расстоянии не превышающей 1,5 км, что противоречило данным сейсморазведки 1947 г.

Исследования в Хобдинской зоне между тем продолжались. В 1948 г. гравиметрическая партия № 11/48 Казахской Геофизической конторы под руководством Л. Я. Тушканова провела гравитационную съемку южной половины листа М—40—XX и северо-восточной четверти листа М—40—XXVI. Гравитационное поле заснятой площади оказалось не менее дифференцированным, чем гравитационное поле смежного к западу листа М—40—XIX. Было установлено, что с юго-востока Хобдинский региональный гравитационный максимум ограничен гравитационной ступенью, в пределах которой значения аномалий силы тяжести на расстоянии 10—15 км возрастают в сторону положительных на 50 мгл. Эта ступень прослеживается на правобережье р. Уил между верховьями р. Бабатай и низовьями р. Каинды и уходит, пересекая р. Уил, на запад-юго-запад в пределы территории, где гравитационная съемка тогда еще не была произведена.

В 1949 г. от Эмбенской экспедиции Всесоюзного Аэрогеологического треста Л. Б. Аристархова и Н. Е. Кравченко (при консультации В. А. Вахрамеева и автора настоящей работы) провели геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 на междуречье Уила и Сагиза на листах М—40—XXV, XXVI и XXXI (Л. Б. Аристархова и ее сотрудники засняли северную половину листа М—40—XXV и лист М—40—XXVI, Н. Е. Кравченко и ее сотрудники — южную половину листа М—40—XXV и лист М—40—XXXI). В 1956 г. при подготовке к изданию геологических карт упомянутых листов на их территории сотрудниками Прикаспийской экспедиции того же треста были проведены дополнительные маршрутные исследования: на площади листа М—40—XXV — М. И. Богачевой, на площади листа М—40—XXVI — Л. Б. Аристарховой и А. Е. Шлезингером и на площади листа М—40—XXXI — А. А. Соколовой-Кочегаровой. В результате этих работ территория, простирающаяся к юго-востоку от Хобдинской зоны, получила достаточно точную геологическую карту.

После геологической съемки 1949 г. отчетливо выявились различия соляной тектоники Хобдинской зоны и междуречья Уила и Сагиза. Выяснилось, что к юго-востоку от Хобдинской зоны, на междуречье Уила и Сагиза, соляные купола многочисленны, построены сложно, нарушены густой сетью сбросов и разделены межкупольными депрессиями, которые всецело подчинены очертаниям и расположению солянокупольных



Фиг. 10. Гипотетический разрез через Прикаспийскую депрессию вдоль 54 меридиана (по Э. Э. Фотиади, 1948)

1 — сглаженная кривая Δg ; II — кривая Δg (из наблюдений с вариометрами); I — песчано-глинистая серия мезокайнозой и верхней перми; 2 — соленосная толща нижней перми — комплексы: а — терригенный, б — сульфатный, в — соляной; 3 — карбонатные подсолевые породы

поднятий. Граница между зонами различной интенсивности соляной тектоники на геологических картах улавливалась достаточно четко и, как выяснилось впоследствии, соответствовала гравитационной ступени, которая ограничивает с юго-востока Хобдинский региональный гравитационный максимум. При изучении нижнемеловых отложений на соляных куполах бассейна р. Аше-Уил выводы А. Л. Яншина (1943) о том, что там происходит смена морских фаций прибрежными, не подтвердились. Кстати, эти выводы служили основным доводом для доказательства наличия мезозойского Хобдинского вала.

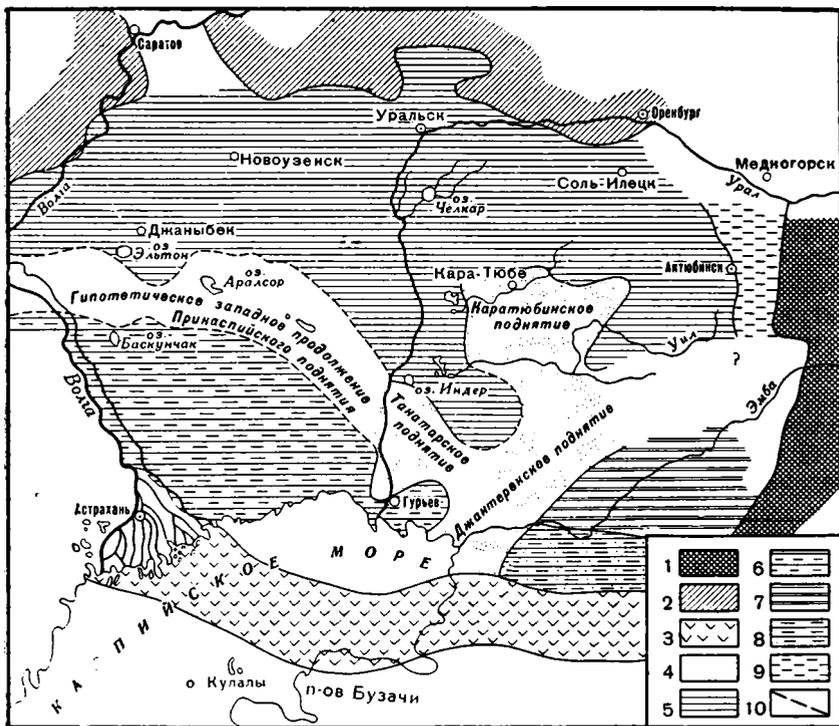
Еще до проведения геологической съемки на междуречье Уила и Сагиза, после геофизических и геологических работ 1947 г. в восточной части Хобдинского регионального гравитационного максимума, стало ясно, что гипотеза о соответствующем ему мезозойском Хобдинском вале должна быть отвергнута. Но установленная сейсморазведкой мощность надсолевых отложений, достигающая в межкупольных пространствах 3,5—4 км, тогда казалась необычно большой. Следует иметь в виду, что в Прикаспийской синеклизе впервые именно в Хобдинской зоне в 1947 г. была проведена глубокая сейсморазведка. Сравнительных данных о глубине залегания подсолевого ложа в то время еще не было. Поэтому указанная мощность надсолевых отложений казалась соответствующей максимально прогнутым, а не относительно приподнятым участкам Прикаспийской синеклизы. В печати появились предположения о том, что Хобдинский региональный гравитационный максимум является областью наибольшего прогиба ее фундамента.

И. О. Брод и В. Г. Васильев (1949, стр. 1) указывали, что «...если зона региональных максимумов силы тяжести (Хобдинско-Аралсорская полоса) окажется областью наибольшего прогиба, как это следует из данных геолого-геофизических исследований последних лет, то опоясывающая ее с севера зона линейных минимумов силы тяжести будет соответствовать скорее всего области крупного подъема фундамента». Они также отмечали соответствие зоны гравитационных минимумов современной области морфологических поднятий и считали, что оно обусловлено «...многофазным возрождением колебательных движений глыб фундамента, отстававших на всем протяжении геологической истории от общего погружения Северо-Каспийской впадины».

Ю. А. Косыгин (1950, 1952) при тектоническом районировании Эмбенской солянокупольной области сохранил в качестве крупной положительной структуры Хобдинскую зону поднятий, но отметил, что данные детальных работ противоречат выделению этой структуры в ее восточном участке (Косыгин, 1950). Хобдинская зона поднятий, по его мнению, протягивается на запад до Волги, устанавливается главным образом по гравитационным данным и состоит из отдельных звеньев: Хобдинского, Аралсорского и Шунгайского максимумов. Предположение о ее существовании позволило Ю. А. Косыгину выделить применительно к палеозойской структуре солянокупольной области Приуральский передовой прогиб, а также Утвинско-Новоузенскую и Гурьевскую впадины, располагающиеся соответственно восточнее, севернее и южнее Хобдинской зоны поднятий.

В. Г. Васильев в предисловии к работе Ю. А. Косыгина (1950), вероятно, имея в виду статью, опубликованную им совместно с И. О. Бродом (Брод и Васильев, 1949), отметил, что «...по мнению ряда авторов, «Хобдинской зоне» Ю. А. Косыгина отвечает наиболее прогнутая часть Прикаспийской впадины, а Новоузенской впадине — относительно приподнятый участок».

Ю. А. Косыгин и Г. Е. Рябухин (1951) подвели краткие итоги геологическим и геофизическим исследованиям, проведенным по 1947 г. вклю-



Фиг. 11. Схема тектонического районирования Прикаспийской впадины (по Н. В. Неволину, 1951).

1 — складчатая зона; 2 — южная граница положительных значений гравитационных аномалий в пределах Русской платформы; 3 — Южно-Эмбенский гравитационный максимум; 4 — Прикаспийский (Джантеек-Танатарский) выступ; 5 — Северная Прикаспийская синеклиза; 6 — Южный Прикаспийский прогиб; 7 — Предмугоджарский прогиб; 8 — Предустюртский прогиб; 9 — Предуральский прогиб (Актюбинское Предуралье); 10 — условная граница Прикаспийского выступа

чительно в зоне Хобдинского регионального гравитационного максимума. Вслед за И. К. Купаловым-Ярополком (1948) они отметили, что по данным сейсморазведки в соляных массивах куполов Хобдинской зоны прослеживаются многочисленные отражающие площадки, отвечающие сульфатным или терригенным прослоям в соли. Литологические отличия соленосной толщи Хобдинской зоны от соленосной толщи более южных и северных районов свидетельствуют, по их мнению, о том, что эта зона в верхнем палеозое характеризовалась тектоническими движениями положительного знака. «...Если это так,— замечают они далее,— то данная Н. С. Шатским характеристика Хобдинской зоны как антеклизы верхнепалеозойского времени сохраняет свою силу» (Косыгин и Рябухин, 1951, стр. 43).

Н. В. Неволин (1951), учитывая наши данные о стратиграфии надсолевого комплекса Хобдинской зоны, пришел к выводу, что развитые в ее пределах мезокайнозойские отложения по фациальному составу и полноте стратиграфического разреза являются промежуточными относительно одновозрастных отложений Прикаспийского (Джантеек-Танатарского) поднятия и Северной Прикаспийской синеклизы (фиг. 11). Хобдинскую зону Н. В. Неволин назвал Каратюбинским поднятием, рассматривая его как северную ветвь Прикаспийского поднятия, но отмечая при этом, что «... в тектоническом отношении Каратюбинское поднятие

приближается к депрессионным районам Прикаспийской впадины» (Неволин, 1951, стр. 43). Большая линейная протяженность, выдержанная почти широтная ориентировка региональных зон положительных и отрицательных аномалий силы тяжести, по мнению Н. В. Неволина (1951, стр. 85), обусловлена тем, что они «...отображают структуру кристаллического фундамента и, возможно, соответствуют докембрийским складчатым зонам, различным по возрасту и петрографическому составу».

Напротив, Ю. М. Васильев (1951, 1953) принимал, что региональные гравитационные максимумы Прикаспийской синеклизы отвечают погребенным герцинидам. Он считал, что на крутом повороте к юго-востоку погребенных складок Донбасса (на правобережье Дона к западу от Сталинграда) «... от основной зоны гравитационных максимумов, соответствующих погребенным поднятиям, отчленяется субширотная, гравиметрически менее выраженная полоса положительных аномалий — Сталинградское поднятие, к востоку сочленяющееся с Арал-Сорским и еще далее — с Хобдинским, восточное окончание которого заканчивается слепом» (Васильев, 1953, стр. 59). Расценивая региональные гравитационные максимумы центральной части Прикаспийской синеклизы как субширотную виргацию погребенных герцинид, Ю. М. Васильев основывал свои выводы главным образом на находках щебенки кремнистых известняков с фузулинами среднекарбонového облика в конгломератовидных песчаниках верхней части бузулукской свиты на г. Большое Богдо. Доказательством наличия субширотной полосы погребенных поднятий, по его мнению, служит различие разрезов верхней перми и мезозоя соляных куполов Баскунчак и Эльтон, расположенных соответственно южнее и севернее Аралсорского гравитационного максимума. Эту полосу погребенных поднятий Ю. М. Васильев расценивал как существовавший до самого недавнего времени источник сноса, ссылаясь на сделанные А. Н. Семихатовым (1929), Ю. А. Косыгиным (1951) и им лично находки обломков и галек известняков с фауной верхнего девона и верхнего карбона, а также изверженных и метаморфических пород в хазарских гравийных песках окрестностей оз. Баскунчак.

В 1951 г. Н. А. Калинин в неопубликованной монографии указывал, что Урало-Эмбенская область — это часть Русской платформы, в пределах которой повсеместно распространены соляные купола, развивающиеся на фоне платформенных подсолевых структур. Он предполагал, что ее кристаллический фундамент осложнен двумя системами взаимно пересекающихся разломов: широтными (точнее восток-северо-восточными) разломами древнего заложения и продольными (почти меридиональными) более молодыми разломами. Простирающиеся внутренние региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы, по мнению Н. А. Калинина, связано с направлением широтных (восток-северо-восточных) разломов, а наличие этих максимумов обусловлено глубоко погруженными уступами кристаллического фундамента. Н. А. Калинин предполагал, что сеть разломов, образовавшаяся в кристаллическом фундаменте, контролировала распределение мощностей и фаций отложений надсолевого комплекса и, на основании этого предположения, выделял Аралсорско-Хобдинское мезокайнозойское поднятие. Это поднятие он обосновывал ссылками на данные А. Л. Яншина (1943) и Ю. П. Никитиной (1948).

В 1951 г. геофизические исследования в Хобдинской зоне были продолжены. Гравиметрическая партия № 14/51 Казахстанской Геофизической конторы под руководством Н. А. Попова провела съемку «белых пятен», оставшихся к югу от 50° сев. широты после гравиметрических съемок прежних лет на листах М—39—XXIII, XXIX, XXX и XXXI; М—40—XXV, XXVI и XXXII. В процессе работ были оконтурены новые

относительные локальные минимумы и максимумы силы тяжести и определены контуры Хобдинского регионального гравитационного максимума. Оказалось, что его юго-западная граница протягивается от пос. Мергеневский к южной оконечности песков Тайсуган в дельтовом ветвлении р. Уил. Переход от положительных значений силы тяжести к отрицательным совершается плавно и заметен лишь по постепенному снижению значений силы тяжести и появлению ее отрицательных значений сначала на локальных минимумах, а затем и на максимумах. Напротив, с юго-востока региональный максимум ограничен резкой, почти прямолинейной гравитационной ступенью, которая от южной оконечности песков Тайсуган прослеживается в восточном-северо-восточном направлении через г. Уил к верховьям правого притока р. Уил — р. Бабатай (ее северо-восточное окончание было определено еще в 1948 г. работами Л. Я. Тушканова).

В том же году сейсмическая партия № 11/51 Казахстанской Геофизической конторы под руководством О. В. Майоровой прошла рекогносцировочный профиль I—I вкрест простираения этой гравитационной ступени. Этот профиль был начат от сейсмического профиля V—V на куполе Тамдыкуль и закончен у крайнего южного пикета профиля II—II, прострелянного в 1947 г. партией В. Ф. Божко. Он пересек гравитационную ступень, но несмотря на значительную глубину освещения разреза (сейсмическая запись до 4,5 сек.), изменения в характере залегания отражающих горизонтов, отвечающих этой ступени, отмечены не были.

В 1954—1955 гг. Научно-исследовательский институт геофизических методов разведки провел на большей части Прикаспийской синеклизы аэромагнитную съемку масштаба 1 : 500 000. Она показала, что в контуры Хобдинского регионального гравитационного максимума вписывается слабая отрицательная магнитная аномалия (до —50—100 гамм), причем нулевая изодинама в ее восточной части совпадает с гравитационной ступенью. Между тем, магнитное поле на смежных с гравитационным максимумом площадях дифференцировано интенсивнее и характеризуется мозаичным распределением слабо положительных магнитных аномалий.

Наконец, в 1956 г. Казахстанская Геофизическая контора провела гравиметрическую съемку листа М—40—XIV и северной половины листа М—40—XX (южная половина его от той же конторы была заснята Л. Я. Тушкановым в 1948 г.). При этом в северо-западной четверти листа М—40—XX достаточно четко определился северный контур Хобдинского регионального гравитационного максимума. Очерчивающая его нулевая изоаномала прошла через междуречье правых притоков р. Уил — рек Бабатай и Каинды, через водораздел Уила и Большой Хобды и далее потянулась на запад к куполу Байтас на левобережье р. Киил (на листе М—40—XIX) Гравиметрическая съемка 1956 г. показала, что Хобдинский региональный гравитационный максимум даже в своей восточной части располагается вне бассейна р. Большая Хобда, от которой он получил свое название.

В период проведения вышеупомянутых геофизических работ в печати продолжали появляться статьи, которые в той или иной мере освещали геологическое строение Хобдинской зоны. В 1952 г. была опубликована статья автора настоящей работы (Журавлев, 1952), в которой было приведено описание разрезов валанжина на куполах Чингис и Байтас. Напомним, что в качестве одного из косвенных доказательств существования мезозойского Хобдинского вала для некоторых исследователей послужили указания Ю. П. Никитиной (1948) о существовании в пределах Эмбенского нижнемелового бассейна разобщенных групп фауны неокомского моря: северной — бореальной и южной — средиземноморской.

В рассматриваемой статье указывалось, что именно в пределах предполагавшегося «вала», наряду с типичной фауной валанжина Русской платформы, присутствует *Exogyra couloni* (Defr.) Orb., широко распространенная в морских осадках Кавказа и Западной Европы, но не встречающаяся в пределах Европейской части СССР.

Автором этой статьи отложения нижнего валанжина были условно выделены на Чингисе и Байгасе. Предположение об их присутствии на Чингисе вскоре подтвердилось. В 1953 г. автор настоящей работы при рекогносцировочных маршрутах в северо-восточной части Прикаспийской синеклизы перед составлением ее сводной геологической карты масштаба 1 : 500 000 вновь посетил купол Чингис и в разрезе по Талдысаю в низах валанжина обнаружил характерного для нижнего валанжина *Olcostephus (Craspedites) cf. suprasubditus* Bogosl.

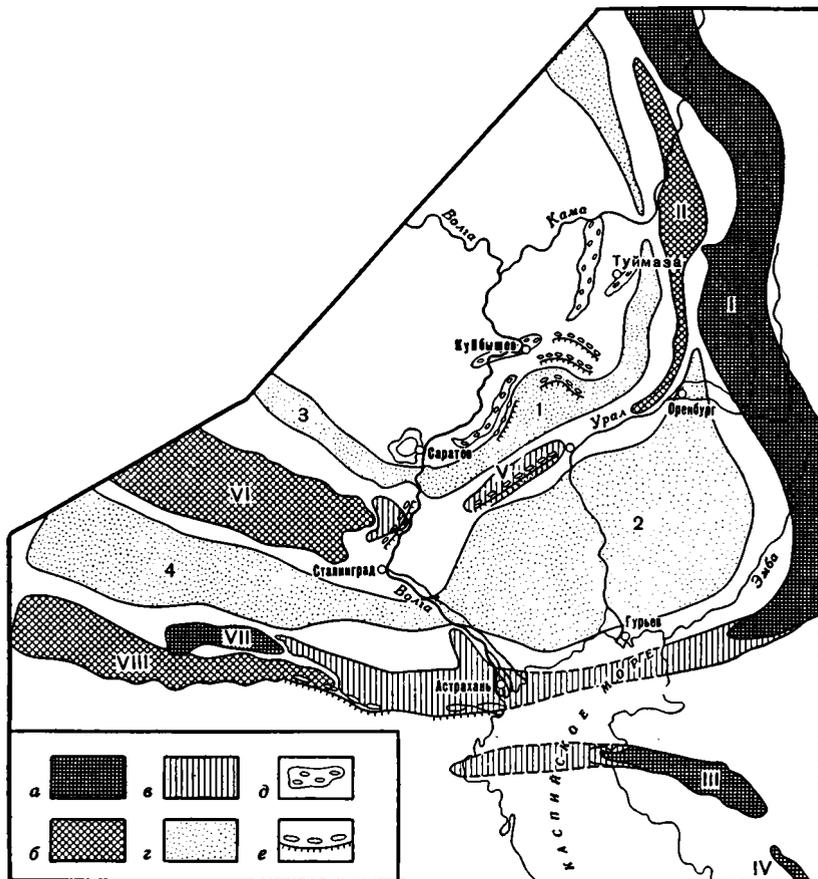
В 1952 г. в сводке по стратиграфии нижнемеловых отложений Западного Казахстана В. А. Вахрамеев (1952), рассматривая разрез нижнего апта в бассейне р. Аще-Уил на куполе Кок-булак, отметил, что «...никаких прослоев или даже линз крупного галечника, залегающих среди песков или вышележащих глин, о которых сообщает А. Л. Яншин (1943, стр. 307—308), нам не удалось обнаружить» (Вахрамеев, 1952, стр. 31—32). Таким образом, еще один из доводов в пользу существования гипотетического мезозойского Хобдинского вала снимался. Учитывая, что проведенные автором настоящей работы исследования в восточной части регионального гравитационного максимума достаточно убедительно показали отсутствие мезозойского Хобдинского вала. В. А. Вахрамеев (1943, стр. 28) указывал на необходимость «искать другие причины, объясняющие существование зоны положительных аномалий».

Соображения о вероятной тектонической природе Хобдинского регионального гравитационного максимума все еще продолжали периодически появляться в печати. Развивая положения И. О. Брода и В. Г. Васильева (1949), в северной части Северо-Каспийской впадины И. О. Брод и Н. А. Еременко (1953, 1957) выделили погребенный Узени-Ичкинский кряж, который протягивается вдоль южных отрогов Общего Сырта между г. Новоузенск и г. Уральск (фиг. 12). К югу от этого гипотетического кряжа, судя по помещенной в работе И. О. Брода и Н. А. Еременко (1957) тектонической схеме И. О. Брода и А. Г. Злизиной (фиг. 13), простирается охватывающая всю солянокупольную территорию Прикаспийской синеклизы Хобдинско-Аралсорская впадина, которая, по мнению И. О. Брода и Н. А. Еременко, с востока ограничена западным склоном Урала, а с юга его погребенным продолжением. Наиболее прогнутой части этой впадины, по их мнению, отвечают одноименные с ней региональные гравитационные максимумы.

В 1950 г. по договору с Эмбенской экспедицией Всесоюзного аэрологического треста кафедра общей геологии Московского нефтяного института им. И. М. Губкина начала работы по теме «Тектоническое строение Прикаспийской впадины в связи с ее нефтеносностью». Этими работами руководили профессора МНИ им. И. М. Губкина М. М. Чарыгин и М. П. Казаков и в них принимали участие аспиранты Р. И. Быков, Ю. М. Васильев, Р. Б. Сейфуль-Малюков и В. В. Знаменский.

Уже в 1951 г. М. М. Чарыгин и М. П. Казаков в рукописном отчете, рассматривая тектонику северо-восточной части Прикаспийской впадины, пришли к выводу, что Предуральский передовой прогиб ограничен с запада краевым валообразным поднятием платформы, положение которого фиксируется почти на всех картах распределения мощностей, ими составленных.

Впоследствии Р. И. Быков (1955) указывал, что западнее Предуральского передового прогиба располагается платформенный массив,

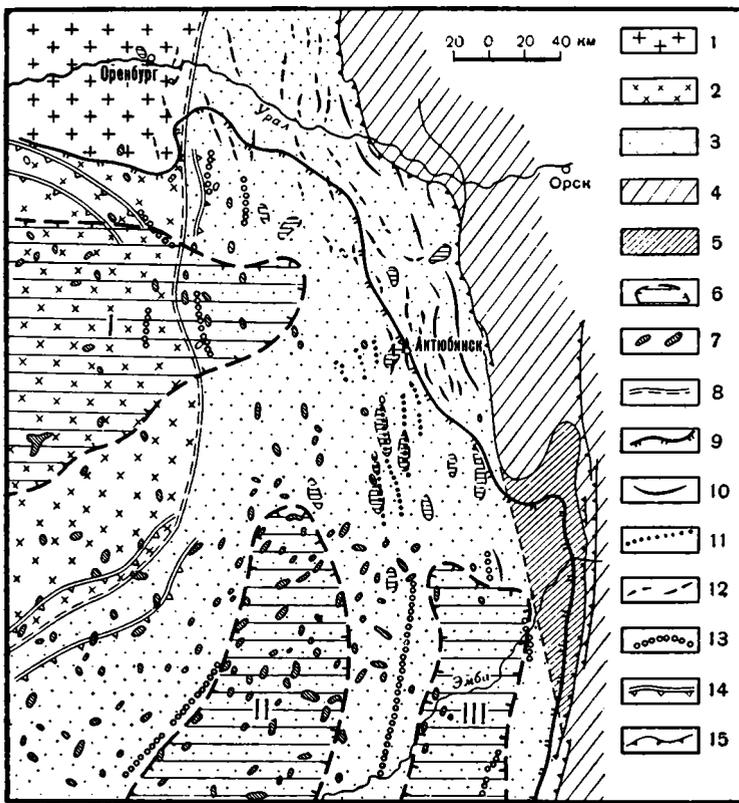


Фиг. 13. Основные структурные элементы Северо-Каспийского бассейна и его обрамления (по И. О. Броду и А. Г. Злизиной, 1951)

a — складчатые сооружения на поверхности; *b* — срезанные до корней складчатые сооружения; *в* — предполагаемое продолжение сооружений; *г* — основные прогибы; *д* — зоны поднятий и структурных террас на склонах бассейна; *e* — флексуры; *I* — Уральское сооружение; *II* — Уфимское поднятие и его погруженные продолжения; *III* — Мангышлак; *IV* — Туаркыр; *V* — Узени-Ичкинский кряж; *VI* — Воронежский свод; *VII* — Донбасс; *VIII* — Азово-Подольский массив; *1* — Узени-Иргизская впадина; *2* — Хобдинско-Аралсорская впадина; *3* — Моршанско-Баладинская впадина; *4* — Днепровско-Донецкая впадина

который протягивается от г. Оренбурга на севере до г. Уила на юге. Он разделяется на северную и южную зоны, различающиеся по глубине залегания кристаллического фундамента, по характеру тектоники осадочного чехла и по разрезу мезозойских отложений. Южная зона, прослеживающаяся между г. Соль-Илецком и г. Уилом, характеризуется более глубоким залеганием кристаллического фундамента, появлением соляных куполов и широким развитием мощных отложений мезозоя. Положение южного края Русской платформы, по мнению Р. И. Быкова, определяется двумя (?) резко очерченными гравитационными ступенями в районе г. Уил. Эти гравитационные ступени он рассматривает как ступенчатые флексуорообразные изгибы докунгурских пород, которые на глубине в кристаллическом фундаменте, возможно, переходят в разрывы.

К северу от упомянутых гравитационных ступеней Р. И. Быков выделил Северокаспийский прогиб, заложившийся в юре и развивавшийся



Фиг. 14. Схематическая тектоническая карта Актюбинско-Темирского Приуралья (по Р. И. Быкову, 1955)

Русская платформа: 1 — северная, наиболее приподнятая зона; 2 — южная зона с более глубоким залеганием складчатого основания; 3 — передовой Предуральский прогиб. Уральская складчатая зона: 4 — складчатый комплекс на поверхности; 5 — складчатый комплекс под покровом более молодых отложений; 6 — пологие прогибы и мульды в мезокайнозойском комплексе (прогибы: I — Северо-Каспийский; II — Сагизский, III — Предмугоджарский); 7 — соляные купола; 8 — западная граница передового Предуральского прогиба; 9 — граница Прикаспийской впадины; 10 — оси палеозойских антиклиналей; 11 — оси предполагаемых антиклиналей (по данным геофизики); 12 — оси палеозойских антиклиналей, осложненных соляными ядрами (соляные антиклинали); 13 — оси пологих антиклинальных поднятий в мезокайнозойском комплексе; 14 — гравиметрические ступени; 15 — флексуобразные изгибы и надвиги западного склона Южного Урала и Мугоджар

в течение всего мезокайнозоя, который замыкается в верховьях р. Тамды (левого притока р. Большая Хобда) и широко раскрывается на запад, захватывая бассейн р. Большая Хобда и верхнее течение рек Киил и Жаксыбай (фиг. 14). Таким образом, в пределы Северокаспийского прогиба, намеченного Р. И. Быковым, попадает восточная часть Хобдинского регионального гравитационного максимума. Природу последнего он склонен был объяснить приподнятым положением кристаллического фундамента платформы относительно его положения в Предуральском передовом прогибе.

В. В. Знаменский (1955) также считал, что Хобдинскому и Аралсорскому региональным гравитационным максимумам соответствует подъем плотных пород палеозоя и кристаллического фундамента. Этот подъем, по его мнению, вероятно, сопровождался дислокациями сбросового характера, на что указывает наличие гравитационных ступеней. В. В. Знаменский писал, что единое центральное поднятие, по-видимому,

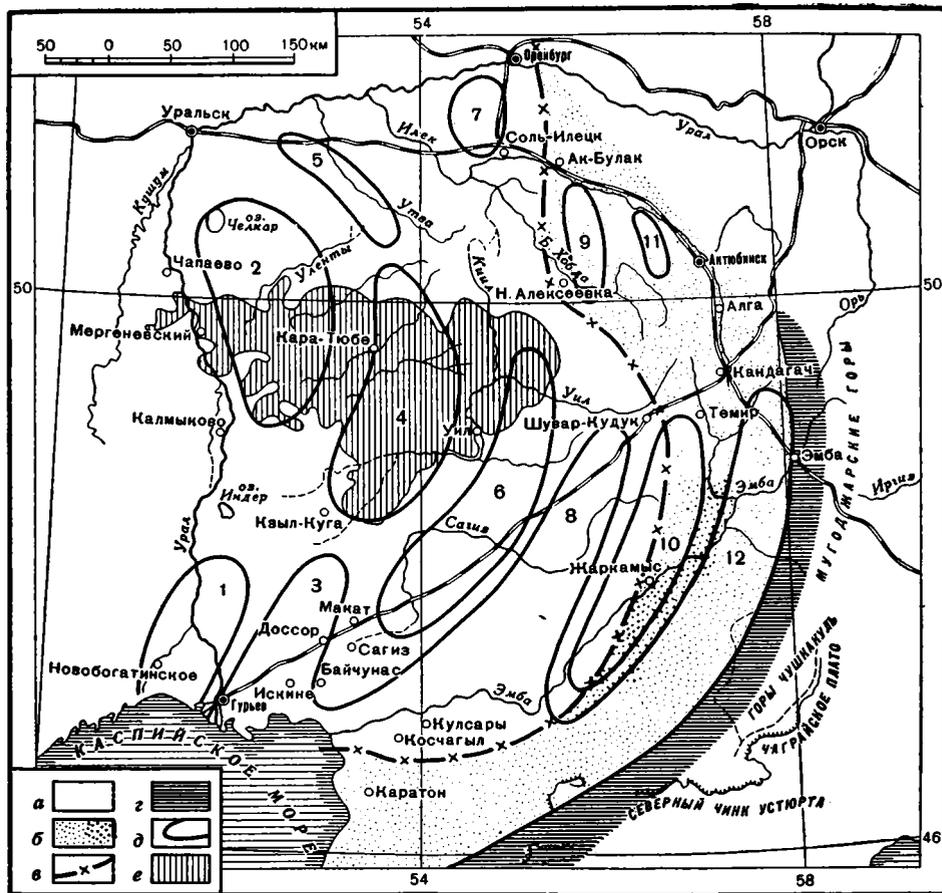
осложнено поперечной впадиной, находящей отражение в отрицательных значениях силы тяжести к западу от р. Урал между Хобдинским и Арал-сорским максимумами. Однако он допускал, что по мезокайнозойским и верхнепермским отложениям это поднятие, очевидно, не проявляется.

Подводя итоги работам кафедры общей геологии МНИ им. И. М. Губкина, М. П. Казаков, М. М. Чарыгин и их сотрудники опубликовали сводку по тектонике Прикаспийской впадины (Казаков, Чарыгин и др., 1958). Они пришли к выводу, что региональным минимумам силы тяжести прибортовых и внутренних частей Прикаспийской впадины отвечают глубокие прогибы, заполненные мощной толщей соленосных отложений кунгура, красноцветных отложений верхней перми и триаса, а так же мезокайнозойских отложений. При этом, по их мнению, «...Кара-Тюбинскому (Хобдинскому — *Вс. Ж.*) и Арал-Сорскому максимумам может отвечать не только аномально большая плотность пород фундамента, но и подъем плотных пород палеозоя и кристаллического фундамента. Можно также предположить, что этот подъем сопровождался дислокациями сбросового характера, на это указывает наличие гравитационных ступеней» (Казаков, Чарыгин и др., 1958, стр. 226).

Применительно к верхнепалеозойскому комплексу (к соленосным отложениям кунгура и красноцветным отложениям верхней перми и триаса) в центральной части Прикаспийской впадины они выделили Центральное (Аралсорское) и Зауральское поднятие. Первое из них, выделенное в значительной мере условно, по мнению М. П. Казакова и М. М. Чарыгина, примерно соответствует одноименному региональному гравитационному максимуму и протягивается между озерами Эльтон и Баскунчак на западе и Камыш-Самарскими разливами на востоке. В подтверждение наличия этого поднятия М. П. Казаков и М. М. Чарыгин ссылаются на указания А. Н. Семихатова (1929), Ю. А. Косыгина (1951) и Ю. М. Васильева (1951, 1953) о находках галек палеозойских пород в четвертичных отложениях близ оз. Баскунчак. Зауральское поднятие, выделяемое более условно «...намечается главным образом по геофизическим данным, по сопряженности с восточной частью Кара-Тюбинского регионального максимума аномалий силы тяжести. Частично оно выявляется по закономерному уменьшению мощностей пермотриасовых красноцветов. По этим данным Зауральское поднятие намечается в районе Джамбейты — Кара-Тюбе» (Казаков, Чарыгин и др., 1958, стр. 276).

Современная структура Прикаспийской впадины, по мнению М. П. Казакова и М. М. Чарыгина, соответствует строению мезокайнозойского комплекса, структурный план которого в общих чертах совпадает со структурой верхнепалеозойского комплекса. Подчеркивая унаследованность в развитии структур, М. П. Казаков и М. М. Чарыгин указывают, что в восточной части Прикаспийской впадины мезокайнозойские структуры располагаются полосами, параллельными ее восточному борту. С запада на восток выделяются следующие зоны поднятий и прогибов: Новобогатинско-Зауральская зона поднятий, зона Гурьевского, Жаксыбайского и Утвинского прогибов, Сагизско-Ветлянская зона поднятий, зона Эмбенско-Сагизского и Терсакканского прогибов. Жаркамыско-Талды-Бергенская зона поднятий и, наконец, Предмугоджарский прогиб (фиг. 15).

Анализ тектонической схемы, составленной М. П. Казаковым в 1955 г., и приложенной к данной сводке (Казаков, Чарыгин и др., 1958), показывает, что для выделения этих структур нет достаточных оснований. Их контуры определены автором схемы на основании замеров мощностей тех или иных горизонтов мезокайнозоя, произведенных различными авторами с разной степенью точности на разных соляных



Фиг. 15. Тектоническое строение восточной части Прикаспийской впадины (по М. П. Казакову, 1955; схема несколько упрощена)

а — юго-восточная область Русской платформы; б — герцинский передовый прогиб; в — граница герцинского передового прогиба с юго-восточной областью Русской платформы; г — герцинская складчатая погребенная зона; д — контуры мезокайнозойских структур; е — контуры Хобдинского регионального гравитационного максимума (показаны нами — Вс. Ж.)
 1 — Новобогатинское поднятие; 2 — Зауральское поднятие; 3 — Гурьевский прогиб; 4 — Жаксыбайский прогиб; 5 — Утвинский прогиб; 6 — Сагизское поднятие; 7 — Ветлянский прогиб; 8 — Эмбенско-Сагизский прогиб; 9 — Терсакканский прогиб; 10 — Жаркамьское поднятие; 11 — Талды-Бергенское поднятие; 12 — Предмугоджарский прогиб

куполах. Неизбежное значительное увеличение мощности этих горизонтов в межкупольных депрессиях в расчет не принималось и даже возможность такого увеличения оспаривалась.

Не вдаваясь в критическую оценку возможности выделения всех перечисленных выше поднятий и прогибов, отметим, что в пределах Хобдинского регионального гравитационного максимума (контуры которого показаны нами на рис. 15) располагаются: южная часть Зауральского поднятия, Жаксыбайский прогиб и северное окончание Сагизского поднятия. Зауральское мезокайнозойское (и верхнепалеозойское — см. выше) поднятие, судя по схеме М. П. Казакова, протягивается от оз. Челкар на севере до Байгутинской западины на юге, захватывая бассейн р. Уленты и низовья р. Булдуурты. Однако к югу от оз. Челкар в контурах предполагаемого поднятия не было пробурено ни одной скважины, а мезокайнозойские отложения скрыты под мощным покровом мор-

ских четвертичных и, вероятно, верхнеплиоценовых осадков. Видимо, учитывая это, М. П. Казаков, М. М. Чарыгин и др. (1958, стр. 281) указывали, что Зауральское поднятие «...не обосновано пока в достаточной степени фактическим материалом и выделяется в значительной мере условно, по закономерному уменьшению мезокайнозоя от прилегающих районов в сторону поднятия».

Расположенный восточнее Жаксыбайский мезокайнозойский прогиб, судя по тектонической схеме М. П. Казакова, простирается от верховий р. Булдуурты на севере до низовий р. Уил на юге, захватывая верховья р. Калдыгайты и бассейн р. Жаксыбай. М. П. Казаков, М. М. Чарыгин и др. (1958, стр. 278) отмечали, что «Жаксыбайская зона увеличенных мощностей намечается достаточно отчетливо, но контуры структуры довольно условные». Основное развитие этого прогиба, по их мнению, лагает на юрское и меловое время, причем по более молодым отложениям он уже не прослеживается. Однако в контурах этого прогиба простирается низменная степь, в пределах которой почти сплошным развитием пользуются осадки древнего Каспия и делювиальные суглинки предсыртового уступа. Только лишь в полосе развития последних, близ восточного контура Жаксыбайского прогиба, в верховьях р. Жаксыбай на куполе Чингис, обнажены отложения юры, мела и палеогена. Их разрез аналогичен разрезу одновозрастных отложений на куполе Байтас, который располагается на левобережье р. Киил, и на тектонической схеме М. П. Казакова попадает между Жаксыбайским прогибом и Сагизским поднятием. Кроме того, разрез мезокайнозойских отложений куполов Чингис и Байтас (см. главу II) существенно не отличается ни по мощности, ни по фациальному облику от разреза тех же отложений на куполах междуречья Уила и Сагиза, которые на тектонической схеме М. П. Казакова попадают частично в контуры Сагизского поднятия, частично в контуры Эмбенско-Сагизского прогиба.

Таким образом, для выделения в пределах Хобдинского регионального гравитационного максимума перечисленных выше мезокайнозойских структур достаточного количества данных нет. Возможность выделения в западной, необнаженной части этого максимума Жаксыбайского прогиба и Зауральского поднятия представляется сомнительной, ибо их наличие не подтверждается данными гравиразведки и магнитометрии — пока единственными объективными данными о строении западной части Хобдинского максимума.

Отметим, что М. П. Казаков, М. М. Чарыгин и др. (1958, стр. 281), несмотря на отсутствие данных о разрезе мезокайнозойских отложений, все же выделяли в западной части Прикаспийской синеклизы Центральное (Арал-Сорское) мезокайнозойское поднятие, которое «...совпадает с положительной структурой верхнего палеозоя и с региональным максимумом аномалий силы тяжести». Это поднятие «...со всех сторон окружено глубокими прогибами, что уже является достаточным основанием для выделения сопряженной положительной структуры». Однако последнее утверждение вряд ли можно считать серьезным доказательством существования Центрального мезокайнозойского поднятия, так как нет никаких данных о фациях и мощностях, которые бы подтверждали эту точку зрения.

Помимо упомянутой сводки, в последние годы были опубликованы статьи Э. Э. Фотиади (1956), Н. В. Неволлина (1958) и В. С. Журавлева (1957), в которых рассматривалась тектоника Прикаспийской синеклизы.

Э. Э. Фотиади (1956), расценивая Прикаспийскую впадину как глубоко погруженную область Русской платформы, предполагал, что в ее пределах развиты характерные для платформы глыбовые перемеще-

ния блоков докембрийского фундамента вдоль швов или глубинных расколов. Он считал, что Хобдинский и Аралсорский региональные гравитационные максимумы отражают глубоко погруженные выступы фундамента, аналогичные Татарскому своду и предполагаемому Бузулукскому своду. Предпринятые им расчеты магнитных аномалий показали, что в центральной части Хобдинского максимума, в районе пос. Каратобе кристаллический фундамент залегает на глубине 7,5 км, а непосредственно к северу от Хобдинского максимума, в верховьях р. Киил, глубина его залегания увеличивается до 9 км. Учитывая это, Э. Э. Фотиади допускал, что колебания глубины залегания поверхности кристаллического фундамента Прикаспийской впадины значительны, причем наиболее глубоким прогибам фундамента соответствуют наибольшие мощности отложений соленосного комплекса и наиболее интенсивные минимумы силы тяжести.

Н. В. Неволин (1958) пришел к выводу о том, что Хобдинский гравитационный максимум может быть полностью объяснен, если допустить наличие в его районе докембрийского выступа с сокращенной мощностью отложений палеозоя. Он указывал, что «...палеозойские (докунгурские) образования в пределах предполагаемого Хобдинского докембрийского выступа в современном структурном плане, видимо, представляют собой плато с наклоном на запад или крупное глубоко погребенное (5,5—7 км) щитовидное поднятие относительно небольшой амплитуды» (Неволин, 1958, стр. 7). Судя по приложенной к его статье структурной карте Прикаспийской синеклизы по подошве кунгура, последняя от низовий р. Илек, Актюбинского Приуралья и среднего течения р. Эмбы достаточно круто погружается к Хобдинской зоне. В контуре этой зоны на значительной территории подошва кунгура прослеживается на глубине 7,6—7,8 км и только близ р. Урал она вновь резко погружается (до глубины 9,6 км) и к району оз. Челкар и к Камыш-Самарским разливам (в низовьях р. Большой Узень). Несмотря на это Н. В. Неволин (1958, стр. 7) указывает, что «...в мезозое Хобдинскому выступу соответствует область относительно небольших мощностей» и на схеме тектоники мезокайнозойских отложений выделяет в его контурах Хобдинское поднятие.

Автор настоящей работы кратко осветил свои выводы о тектонике Хобдинской зоны и всей Прикаспийской синеклизы в целом в упомянутой выше статье. В развернутом виде эти выводы составляют содержание данной сводки.

Заканчивая на этом обзор истории исследований зоны Хобдинского регионального гравитационного максимума, необходимо отметить различия представлений о его тектонической природе. Они нашли свое отражение в терминологии, принятой в работах, написанных за двадцать лет, прошедших со времени выделения этой зоны. Отвечающая ей тектоническая структура получила за это время следующие названия: Хобдинский мыс (Косыгин, 1940); Хобдинский вал (Косыгин, 1941); Хобдинско-Киильская зона (Рябухин, 1945); Узени-Киильская антеклиза (Яншин, 1945); Хобдинский свод (Брод, 1946, 1947); Хобдинский массив (Шатский, 1946₁); антеклиза Узени-Хобда (Шатский, 1946₂); Хобдинско-Киильская антеклиза (Косыгин, 1946); Киило-Хобдинская антеклиза (Водорезов и Яншин, 1947); Киильская зона (Леонов, 1948); Урало-Уильский выступ древних пород (Кассин, 1947); Хобдинское поднятие (Неволин, 1947; Никитина, 1948); Хобдинско-Аралсорский прогиб (Брод и Васильев, 1949); Хобдинская зона поднятий (Косыгин, 1950); Каратюбинское поднятие (Неволин, 1951); Аралсорско-Хобдинское мезокайнозойское поднятие (Калинин, 1951), наиболее прогнутая часть Хобдинско-Аралсорской впадины (Брод и Злизина, 1951; Брод и Ере-

менко, 1953, 1957); Зауральское поднятие в верхнепалеозойском комплексе и южная часть Зауральского поднятия, Жаксыбайский прогиб и северная часть Сагизского поднятия в мезокайнозойском комплексе (Казаков, Чарыгин и др., 1958).

Хобдинский региональный гравитационный максимум либо рассматривали как поднятие палеозойских пород, отражающееся на фациях перми (Косыгин, 1940₁, 1941, 1946, 1950, 1952; Фотиади, 1940; Вебер, 1947; Неволин, 1947; Косыгин и Рябухин, 1951), юры или нижнего мела (Яншин, 1943, 1945; Колтыпин, 1945; Яншин и Водорезов, 1947; Никитина, 1948), или всего мезозоя (Вебер, 1947; Кассин, 1947; Неволин, 1947, 1958; Фотиади, 1948; Калинин, 1951) и даже влияющее на современную гидросеть (Брод, 1946, 1947), либо расценивали как зону, приближающуюся к депрессионным участкам Прикаспийской впадины (Неволин, 1951), или даже как область ее максимального прогибания (Тетьев, 1943, 1948; Брод и Васильев, 1949; Брод и Злизина, 1951; Брод и Еременко, 1953, 1957). Наконец, некоторые исследователи хотя и трактовали его как поднятие плотных пород палеозоя и кристаллического фундамента, но применительно к верхнепалеозойскому комплексу выделяли поднятие в его западной части, а по отношению к мезозойскому комплексу в его средней части выделяли прогиб, ограниченный с запада и востока поднятиями (Казаков, Чарыгин и др., 1958). Не было единообразия во взглядах на тектоническую природу гипотетического поднятия — большинство исследователей считало его платформенным (Арган, 1935; Косыгин, 1940₁, 1941, 1946, 1950, 1952; Фотиади, 1940, 1948, 1956; Яншин, 1943, 1945; Шатский, 1946₁, 1946₂; Яншин и Водорезов, 1947; Неволин, 1947; Калинин, 1951; Казаков, Чарыгин и др., 1958), но некоторые из них предполагали, что в основе его лежат погребенные тиманиды (Брод, 1946, 1947) или герциниды (Васильев, 1951, 1953).

Между тем приводимый в следующих главах разбор стратиграфии и фаций мезозойских отложений, а также анализ геофизических данных позволяет подойти однозначно к решению вопроса о природе и характере тектонического развития зоны Хобдинского регионального гравитационного максимума.

Глава II

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И АНАЛИЗ РАЗРЕЗОВ ЗОНЫ ХОБДИНСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО МАКСИМУМА И ОКРУЖАЮЩИХ ЕЕ ПЛОЩАДЕЙ

В Прикаспийской синеклизе, занимающей юго-восточный внешний угол Русской платформы, мощность осадочного чехла, залегающего над кристаллическим фундаментом, весьма значительна. В центральной части ее только мощность отложений от кровли артинских до современных достигает 10 км. Поверхность Прикаспийской синеклизы сложена в основном породами мела и, в меньшей степени, палеогена. Более древние отложения морской верхней юры, континентального мезозоя (средней юры, верхнего и нижнего триаса) и перми прослеживаются полосой на северо-востоке ее, в бассейне р. Илек и предгорьях Урала, а западнее выведены на поверхность в небольшом числе соляных куполов. Лишь морские четвертичные отложения конкурируют по площади распространения с породами мела — осадки древнего Каспия сплошной пеленой покрывают всю западную часть синеклизы, простираясь к югу от Общего Сырта и к западу от Зауральских меловых сыртов.

Разрез осадочного чехла Прикаспийской синеклизы изучен далеко неравномерно. Только в последние годы в крайней южной части ее, в осевой зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, глубокими скважинами были вскрыты докунгурские отложения — породы артинского яруса, верхнего и среднего карбона, которые по мощностям, формационному характеру и составу фауны являются типично платформенными осадками. Обычно же известный для нас разрез начинается гидрохимическими осадками кунгура, которые обнажаются в ядрах немногочисленных открытых соляных куполов и были пройдены скважинами на ту или иную глубину на нескольких соляных куполах (в том числе они были подсечены скважиной в восточной части Хобдинской зоны на куполе Тюбе-кудук).

Сейсморазведкой и глубоким бурением в районе соляного купола Макат была доказана значительная (не менее 2,5 км) мощность красноватых верхних перми в межкупольных депрессиях промыслового района Южной Эмбы (под последним в дальнейшем понимается территория, простирающаяся от низовий рек Эмбы и Сагиза на юго-запад до северо-восточного побережья Каспийского моря и от нефтяных промыслов Макат и Доссор на юго-восток, к промыслам Мунайли и Каратон). Это позволяет определить объем палеозойской (пермской) части красноватых «пермтриаса», залегающих непосредственно на соли, и подойти к выяснению стратиграфии триаса Прикаспийской синеклизы. За исклю-

чением триаса стратиграфия мезозоя в настоящее время разработана достаточно детально, что позволяет проверить достоверность перечисленных в главе I палеогеографических реконструкций гипотетического Хобдинского вала.

Разрез надсолевых отложений Хобдинской зоны (территории, лежащей в контурах одноименного регионального гравитационного максимума) достоверно известен с верхнего триаса. Его анализ дается в сопоставлении со смежными районами на фоне выяснения общих закономерностей распределения мощностей и фаций отложений, развитых в восточной (лежащей к востоку от р. Урал) части Прикаспийской синеклизы.

НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

Кунгурский ярус

До последнего времени наиболее древними из известных в Хобдинской зоне были отложения верхнего триаса. Данных для уверенного суждения о литологии и мощности более древних отложений и, в частности, отложений кунгура, не было. Только в 1958 г. они были вскрыты скв. № 9, пробуренной Прикаспийской экспедицией ВАГТ на куполе Тюбе-кудук, расположенном на левобережье р. Киил (Журавлев, Лифанов, Шлезингер, 1959). Соляной массив этого купола представляет собой диапировый шток, диаметр которого близ поверхности, по-видимому, не превышает 2,5—3 км.

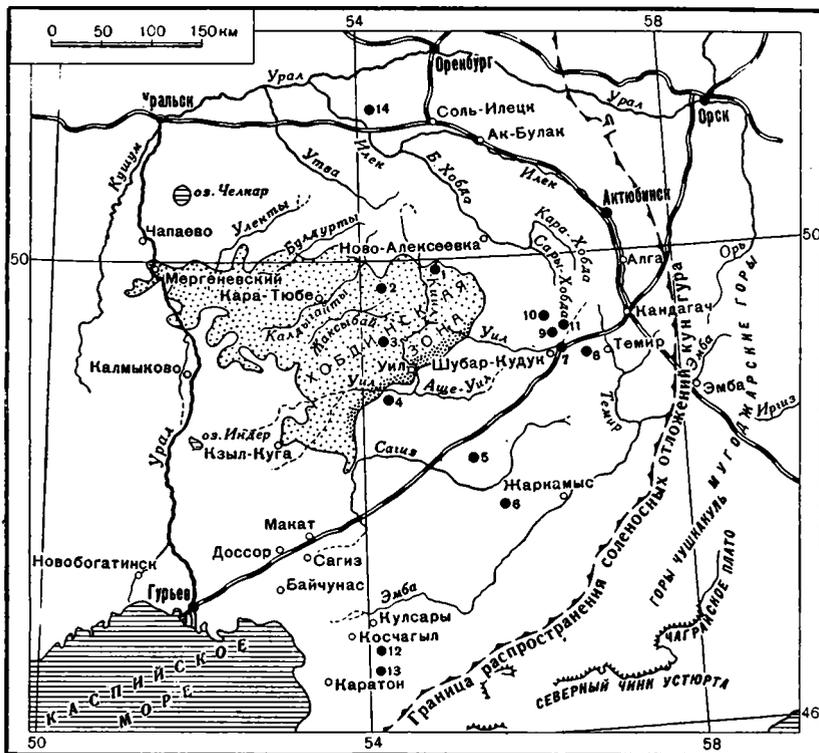
Диапировый шток прорвал надсолевые слои вплоть до отложений кампанского яруса. В начале палеогена породы кунгура были затронуты карстовыми процессами, причем углубление, возникшее над сводом штока, было заполнено песками верхнего эоцена.

Скв. № 9, заложенная в центральной части купола Тюбе-кудук, в интервале 0—30 м вскрыла белые кварцевые пески верхнего эоцена, а в интервале 30—63 м — темно-зеленые глины кампана. Непосредственно ниже были вскрыты породы кунгурского яруса. В интервале 63—108 м они представлены зеленовато-серыми алевритистыми глинами, начело проросшими гипсом. В средней части глин прослеживается слой (до 10 м) белых чистых гипсов. В интервале 109—120 м были пройдены гипсы и ангидриты серовато-коричневые, местами с розоватым оттенком, загрязненные красновато-бурым глинистым материалом. Наконец, в интервале 120—150 м породы кунгура представлены зеленовато-серыми, сильно загипсованными алевролитами с мелким растительным детритом. Алевролиты перемежаются с гипсами, обогащенными глинисто-алевролитистым материалом, но в том же интервале отмечаются прослои алевролитов и песчаников, совершенно лишенные гипсов.

Общая вскрытая мощность отложений кунгура на куполе Тюбе-кудук составляет 87 м.

В просмотренных А. В. Копелиовичем шлифах основную часть вскрытого разреза кунгура составляют карбонатно-глинисто-гипсовые породы. Гипсовые и глинистые участки породы прорастают хорошо ограниченными кристаллами доломита. Спорадически встречается пирит. Глинистое вещество часто обогащено органическими остатками. Алевролитовые разности породы состоят из мелких зерен кварца и листочков слюды. Чистые разности гипсов и ангидритов состоят из крупных полигональных кристаллов, переходящих в волокнистые разности.

Плотность пород кунгура на куполе Тюбе-кудук колеблется от 2,35 до 2,40 г/см³, причем плотность гипсов, загрязненных глинистым материалом, не превышает 2,30—2,35 г/см³, а плотность алевролитов — 2,20—2,30 г/см³ (по определениям В. И. Шрайбмана).



Фиг. 16. Схема расположения соляных куполов, для которых в тексте приведены сведения о характере отложений кунгура

1 — Тюбе-кудук; 2 — Чингис; 3 — Жекендысай; 4 — Тамдыкуль; 5 — Левите-Мунайлисай; 6 — Донгелексор; 7 — Шубар-кудук; 8 — Акжар; 9 — Джаксымай; 10 — Джаман-агач; 11 — Аще-булак; 12 — Тюлюс; 13 — Карачунгул; 14 — Ливневский

По данным Э. А. Копытовой, в образцах керна, взятых на глубине 124 и 135 м, содержится незначительное количество спор и пыльцы. В образце с глубины 124 м подсчитано 80 форм. В их число входят: *Striatopinites* Sed.—18,8%, *Striatopiceapites* Sed.—1,9%, *Striatoabie-pites* Sed.—2,5%, *Striatopodocarpites* Sed.—2,5%, *Florinites striata* Sam.—1,2%, *Pemphygaletes* Lub.—27,6%, *Pseudopicea* Sed.—3,8%, *Protopodacarpus* Lub.—1,2%, *Araucaria* sp.—1,2%, *Lebachia* sp.—3,8%, *Cordaitales* sp.—3,8%, *Vittatina* Lub.—5%, *Ginkgocycadophytes* Sam.—10,0%, *Coniferae* sp.—3,8%, *Azonoletes (Tenuella) levis* Lub.—5%, *Angiopteris* sp.—1,2%, *Lycopodium* sp.—12%, *Polypodiaceae* sp., *Zonotomoletes turboreticulatus* Sam.—8,5%. Пыльца голосемянных в сумме составляет 95,9%, споры папоротникообразных — 4,1%. Среди голо-семянных преобладает пыльца хвойных (75,1%). В небольшом количестве встречена пыльца саговых и гинкговых.

По мнению Э. А. Копытовой, выявленный спорово-пыльцевой комплекс является чрезвычайно близким, почти аналогичным спорово-пыльцевому комплексу кунгурских отложений Актюбинского Приуралья.

К югу от Хобдинской зоны — на куполе Тамдыкуль, на поднятии Левите купола Левите-Мунайлисай, на куполе Донгелексор (фиг. 16) и на куполах центральной части промыслового района Южной Эмбы — в верхних горизонтах соляных массивов куполов мощности гипсов и ангидритов обычно не превышают нескольких метров, причем прослой терригенных пород среди них отсутствуют.

Только лишь в соленосной толще кунгура купола Тамдыкуль, вскрытая мощность которой составляет 350 м, в ее верхних горизонтах обнаружены три прослоя (до 10 м) известняков, перемежающихся с гипсами. В нижнем из них заключен пласт гравелита (до 0,7 м). Основную массу обломочного материала составляет в нем гравий, реже — галька пелитоморфного и мелкокристаллического известняка, с неопределимыми органическими остатками. В меньшем количестве встречаются зерна кварца, кремнистых пород с органическими остатками, замещенными опалом, обломки полевого шпата, эффузивов кислого состава, интенсивно пиритизированных слюдистых сланцев, яшм органогенного происхождения (радиоляритов) и известковистые комки, напоминающие водоросли. Цемент гравелита карбонатный, часто замещающий обломочные зерна и содержащий неясные остатки микрофауны.

К востоку от Хобдинской зоны, по мере приближения к Актюбинскому Приуралью, мощность сульфатного комплекса в кровле соляных массивов куполов начинает заметно возрастать. Так, в кровле соляного массива купола Шубар-кудук прослеживаются темно-серые ангидриты, мощность которых незначительна и только в скв. № 14 достигает 27 м. Восточнее, в кровле соляного массива купола Акжар, залегают темно-серые плотные ангидриты (до 25 м) с прослойками темно-зеленых песков и прослоями буровато-коричневых песчаников с ангидритовым или гипсовым цементом. Севернее, в кровле соляного массива купола Джаксымай прослеживаются ангидриты (до 29 м) с прослоями черных известковистых глин и песчаников. На смежном открытом куполе Ащербулак одна из скважин, заданная на гипсах кунгура, до глубины 75 м шла по красным и зеленым глинам с прослоями гипсов, а затем врезалась в соль, содержащую прослой и включения красных глин и песчаников, и только на глубине 507,3 м вошла в чистую каменную соль, местами содержащую прослой калийных солей. К северу от Джаксымай, в кровле соляного массива купола Джаман-агач прослеживаются гипсы, мощностью до 14 м.

Только северо-восточнее, в бассейне р. Илек, на крайних западных складках Предуральского прогиба, в разрезе кунгура уже достаточно четко обособляются надсолевой и подсолевой фациально-литологические комплексы, представленные сульфатно-терригенными или терригенными породами. Мощность соляного комплекса по мере движения на восток последовательно сокращается и, наконец, вдоль западной границы сплошного распространения докунгурских отложений прослеживается моноклинально наклоненная на запад полоса кунгурских гипсов.

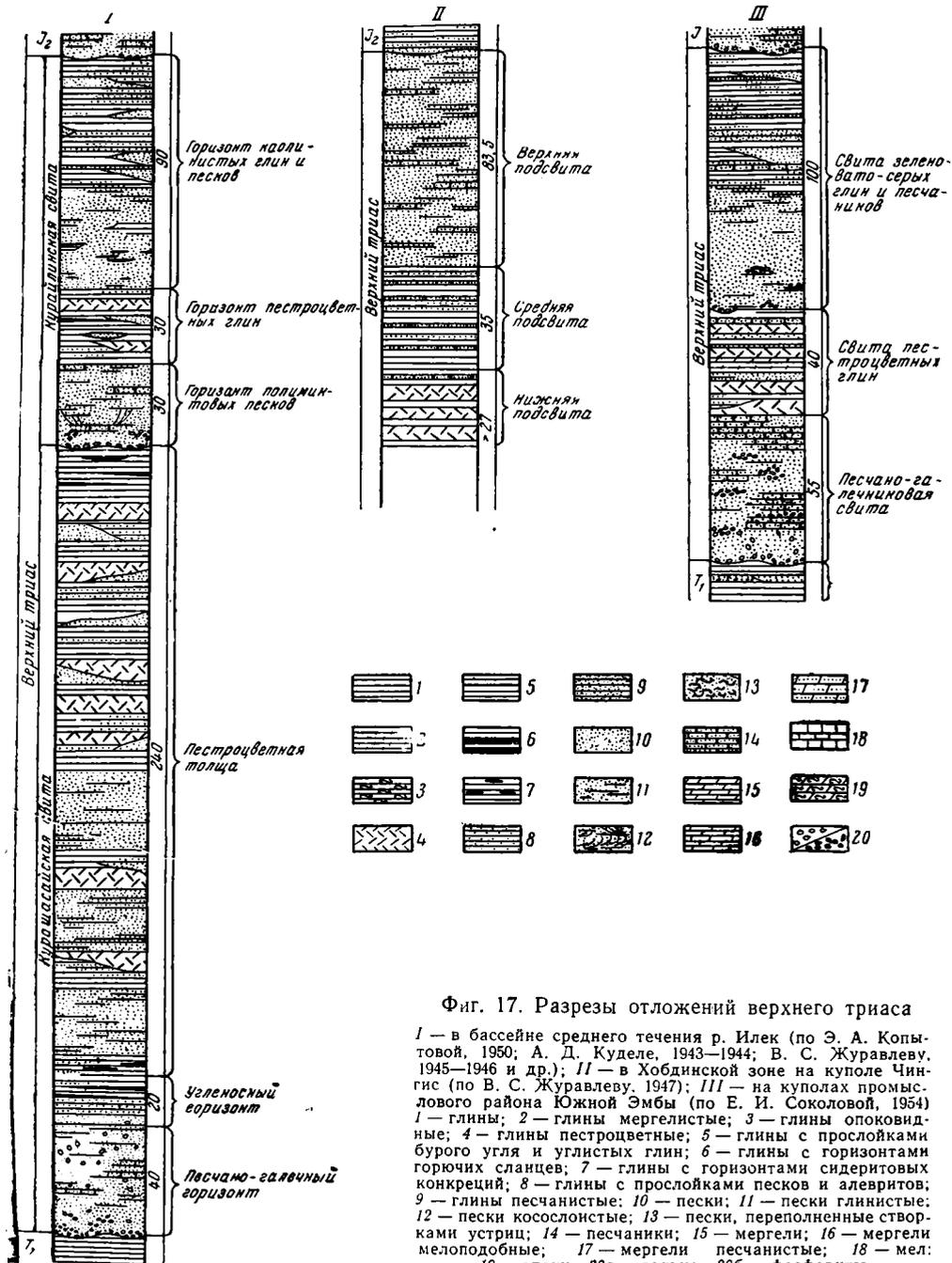
Таким образом, на площадях, окаймляющих Хобдинскую зону с юга и востока, нигде в кровле соляных массивов куполов мы не встречаем такого мощного карбонатно-сульфатно-терригенного комплекса, какой был обнаружен на куполе Тюбе-кудук. Сходные с ним по мощности и литологии породы в верхах кунгура встречаются только в окраинных зонах кунгурского соленосного бассейна — на крайних южных куполах промышленного района Южной Эмбы (Тюлюсе, Карачунгуле и др.), в разрезах складок Актюбинского Приуралья (Косыгин, 1940з, 1943) и к северо-западу от г. Соль-Илецк, на Линевском куполе. На последнем они были вскрыты скважиной на глубине 95 м непосредственно под темными известняками, вероятно, относящимися к казанскому ярусу. Отложения кунгура представлены здесь глинисто-алевритисто-гипсовой толщей, наклоны слоев которой достигают 50—60°. Глины и алевриты пронизаны тонкими прожилками волокнистых гипсов. В нижней части толщи гипсы частично замещаются ангидритами. На глубине 300 м эта скважина вошла в соль, в которой и была остановлена.

Намечающиеся литологические отличия отложений кунгура Хобдинской зоны от разновозрастных отложений, развитых на смежных площадях, свидетельствуют о специфичности условий ее геологического развития в кунгурское время. Предваряя последующее изложение материала, отметим, что относительно меньшая интенсивность соляной тектоникки Хобдинской зоны (по сравнению с окружающими ее пространствами) может быть объяснена только количественными и качественными отличиями гидрохимических осадков кунгура — их относительно меньшей мощностью и наличием в соли сульфатных или терригенных прослоев, зарегистрированных сейсморазведкой внутри соляных массивов куполов Чингис и Жекендысай до глубины 3—4 км. О существенных отличиях гидрохимических осадков кунгура Хобдинской зоны свидетельствует также и то, что в восточной, изученной части ее, мы не находим обычного для солянокупольной территории Прикаспийской синеклизы соответствия локальных минимумов силы тяжести соляным куполам, а локальных максимумов силы тяжести — межкупольным депрессиям. В восточной части Хобдинской зоны соляные купола располагаются либо на гравитационных языках, либо на локальных максимумах силы тяжести, либо вообще не находят достаточного отражения на карте аномалий силы тяжести. Анализ геофизических и геологических материалов позволяет считать, что отмеченные отличия определялись особенностями палеозойской структуры данного участка Прикаспийской синеклизы, а именно, приподнятым положением Хобдинской зоны в кунгуре.

Верхний триас

Известный в настоящее время разрез надсолевых отложений Хобдинской зоны начинается породами верхнего триаса, которые вскрыты скважинами в южной части купола Чингис. Ниже их, в межкупольных пространствах, несомненно, прослеживаются отложения верхней перми и нижнего триаса («пермотриаса»), составляя большую по мощности часть разреза надсолевого комплекса (по данным сейсморазведки достигающего 3,5—4 км).

Заданная на правобережье балки Талды-сай, в наиболее приподнятой части восточного крыла поднятия Южный Чингис, скв. № 17 вошла в отложения верхнего триаса на глубине 128 м и была в них остановлена на глубине 272 м. До глубины 246,3 м породы верхнего триаса по внешнему облику резко не отличались от вышележащих отложений средней юры, и возраст их был установлен только при помощи спорово-пыльцевого анализа. По литологическим признакам их можно условно подразделить на две подсвиты, а залегающие ниже, в интервале 246,3—272 м, пестроцветные глины (более 27 м), выделить в самостоятельную нижнюю подсвиту (фиг. 17). Породы этой подсвиты являются в настоящее время наиболее древними из надсолевых отложений, вскрытых скважинами в пределах Хобдинской зоны. Они представлены голубовато-зелеными и пестроцветными (желтовато-коричневыми с голубовато-зелеными и красно-бурыми пятнами) плотными известковистыми тонкопесчанистыми глинами с прослоями зеленовато-голубых известковистых полимиктовых мелкозернистых песчаников. Полная мощность их неизвестна, но в наиболее приподнятой части восточного крыла поднятия Южный Чингис она не превышает первой сотни метров — ее отложения были вскрыты на глубине 246,3 м, а кровля соли, по данным сейсморазведки, прослеживается на глубине около 300 м. В отличие от вышележащих, породы нижней подсвиты не содержат спор и пыльцы и к верхнему триасу отнесены условно.



Фиг. 17. Разрезы отложений верхнего триаса

1 — в бассейне среднего течения р. Илек (по Э. А. Копытовой, 1950; А. Д. Куделе, 1943—1944; В. С. Журавлеву, 1945—1946 и др.); II — в Хобдинской зоне на куполе Чингис (по В. С. Журавлеву, 1947); III — на куполах промышленного района Южной Эмбы (по Е. И. Соколовой, 1954)

1 — глины; 2 — глины мергелистые; 3 — глины опоковидные; 4 — глины пестроцветные; 5 — глины с прослойками бурого угля и углистых глин; 6 — глины с горизонтами горючих сланцев; 7 — глины с горизонтами сидеритовых конкреций; 8 — глины с прослойками песков и алевроитов; 9 — глины песчанистые; 10 — пески; 11 — пески глинистые; 12 — пески косослоистые; 13 — пески, переполненные створками устриц; 14 — песчаники; 15 — мергели; 16 — мергели мелоподобные; 17 — мергели песчанистые; 18 — мел; 19 — опоки; 20а — галька; 20б — фосфориты

Отложения средней подсвиты представлены темно-серыми и серыми глинами, то жирными, то тонкопесчанистыми, содержащими тонкие прослойки грязно-серого тонкозернистого глинистого песка и несколько горизонтов (до 1 м) грязно-серых или зеленовато-серых известковистых тонкозернистых песчаников. Скв. № 17 отложения средней подсвиты были вскрыты в интервале 211,3—246,3 м, и мощность их, судя по этому единичному замеру, достигает 35 м.

Отложения верхней подсвиты представлены светло-серыми глинистыми слюдястыми тонкозернистыми песками и зеленовато-серыми алевроитами, заключающими горизонты плотных известковистых песчаников. Мощность последних непостоянна и варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров, причем в нижней части подсвиты они окрашены в зеленовато-серые, а в верхней — в голубовато-серые тона. Соответственно изменяется и их зернистость: в нижней части подсвиты они разнозернистые, преимущественно крупнозернистые, а в верхней — тонкозернистые. Местами глинистость алевроитов заметно увеличивается, но лишь изредка они переходят в тонкопесчанистые глины. Скв. № 17 отложения верхней подсвиты были вскрыты в интервале 128,1—211,3 м, и мощность их, судя по этому единичному замеру, равна 83,2 м. Скв. № 7, пройденной неподалеку от скв. № 17, была подсечена лишь верхняя часть разреза верхней подсвиты в интервале 219,0—250,1 м. На глубине 250,1 м эта скважина была остановлена и прошла всего лишь 31 м по породам верхнего триаса.

В породах средней и верхней подсвит постоянно присутствует растительный детритус, а в прослоях песчаников верхней подсвиты отмечаются сажистые вкрапления, обуглившиеся отпечатки флоры и редкие включения обуглившейся древесины. Спорово-пыльцевой анализ отложений этих подсвит, проведенный Э. А. Копытовой, показал, что в возрастном отношении они едины. В обеих подсвитах были обнаружены споры *Hymenophyllum*, *Trichomanes*, *Marsiliaceae*, *Polypodiaceae*, *Leptochylus*, *Osmunda*, *Matonia*, *Gleichenia*, *Lygodium*, *Angiopteris*, *Danaeopsis*, *Ophioglossum*, *Selaginella*, единичные споры *Coniopteris*, *Dicksonia*, *Lycopodium*, а также определенные по морфологической системе споры *Leio-triletes*, *Lophotriletes*, *Trachytriletes*, *Chomotriletes*, *Trematozonotriletes*. Пыльца из этих свит представлена пыльцой *Bennettitales*, *Ginkgoales*, *Coniferae* без воздушных мешков, с зачаточными воздушными мешками, с дифференцированными двумя воздушными мешками и с воздушными мешками вокруг тела, пыльцой *Podocarpaceae*, *Araucariaceae* и небольшим количеством пыльцы *Pinaceae*.

По заключению Э. А. Копытовой, этот спорово-пыльцевой комплекс близок к спорово-пыльцевому комплексу верхнетриасовых отложений бассейна р. Илек. В нем содержатся в незначительных количествах типичные среднеюрские споры *Coniopteris*, *Lycopodium*, *Dicksonia*, и в то же время присутствуют споры *Angiopteris*, *Danaeopsis*, *Chomotriletes*, встречающиеся только в отложениях триаса. Наличие значительного количества пыльцы *Coniferae* с зачаточными воздушными мешками и с воздушными мешками вокруг тела, резкое преобладание пыльцы (63,3%) над спорами (36,7%) — все это свидетельствует о том, что средняя, глинистая, и верхняя, песчаная, подсвиты приведенного выше разреза имеют верхнетриасовый возраст. Нижняя, пестроцветная его подсвита спор и пыльцы не содержит, но предполагать, что она является не верхнетриасовой, а более древней нет оснований, так как восточнее, в бассейне р. Илек, среди континентальных отложений верхнего триаса часто встречаются мощные пачки глин, имеющих пеструю окраску и не содержащих спор и пыльцы. Таким образом, в восточной части Хобдинской зоны, на куполе Чингис, присутствуют отложения верхнего триаса,

мощностью свыше 145 м. На остальных куполах северо-восточной части Прикаспийской синеклизы они пока не известны, но прослеживаются в бассейне р. Илек (Брик, 1952) и в разрезах соляных куполов промышленного района Южной Эмбы (Соколова, 1956, 1958).

Средняя юра

Наиболее древними из обнажающихся в пределах Хобдинской зоны отложений являются породы средней юры. На куполе Чингис они прослеживаются по правобережным обрывам балки Талды-сай, а на куполе Байтас — по левобережью р. Киил, у могил Байтас-мола. К востоку от р. Киил они были вскрыты скважинами на куполах Майлисай и Калиновка.

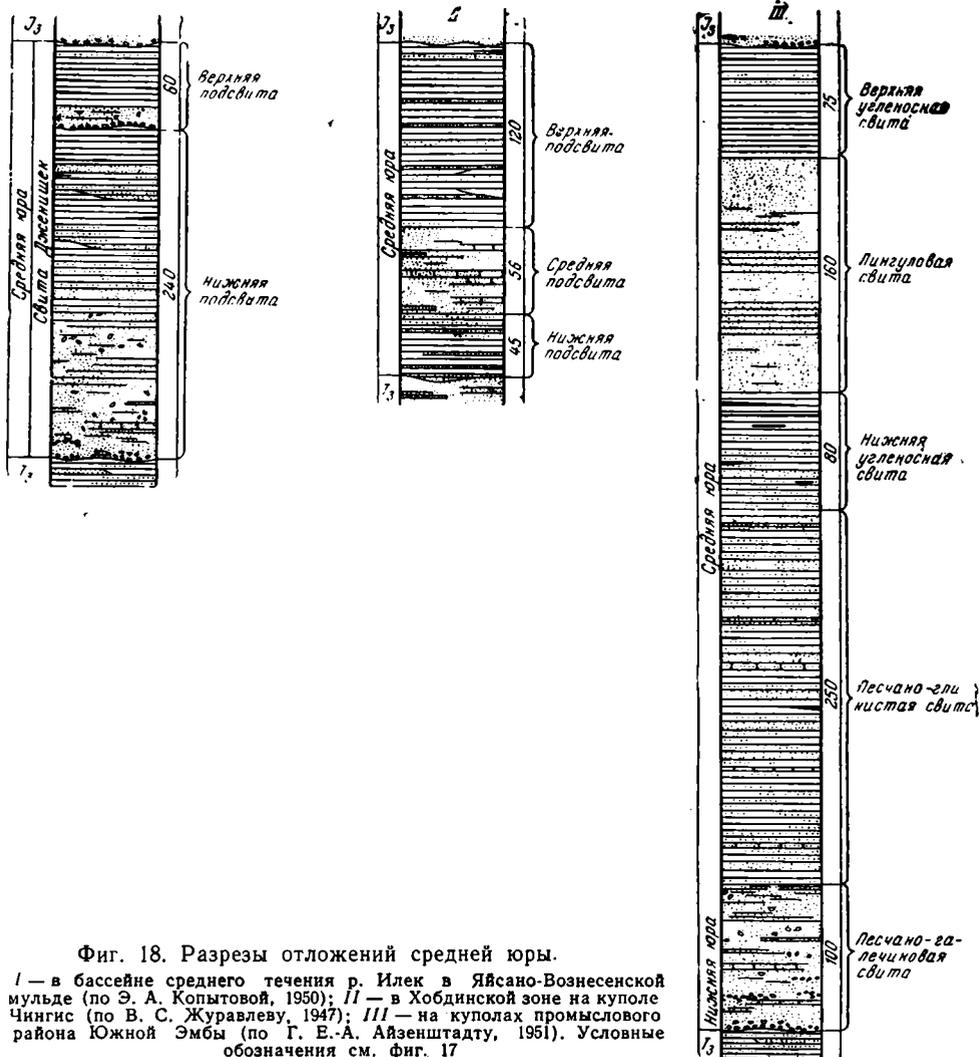
В наиболее детально изученном разрезе на куполе Чингис по различию литологического состава они могут быть подразделены на три подсветы.

Нижняя подсвета представлена темно-серыми и серыми глинами, то жирными, то тонкопесчанистыми и содержит в нижней и верхней частях разреза тонкие прослойки, реже слои серых тонкозернистых слюдистых песков. Изредка среди глин прослеживаются прослой серых и голубовато-серых плотных известковистых тонкозернистых песчаников, причем как в глинах, так и в песчаниках встречаются многочисленные отпечатки обуглившейся флоры и мелкий растительный детритус. Отложения этой подсветы были пройдены в наиболее приподнятой части восточного крыла поднятия Южный Чингис скв. № 17 в интервале 91,4—128,1 м (вскрытая мощность их равна 36,7 м) и скв. № 7 в интервале 173,8—219,0 м (вскрытая мощность — 45,2 м).

Средняя подсвета представлена темно-серыми и серыми слюдистыми тонкозернистыми песками и грязно-зеленовато-серыми плотными алевроитами, содержащими прослой светло-серых, голубовато- и зеленовато-серых известковистых тонкозернистых песчаников. Все породы ее содержат многочисленные обуглившиеся растительные остатки, причем среди песков и алевроитов изредка встречаются прослойки серовато-бурых глин, обогащенных органическим веществом и даже переходящих в глинистый бурый уголь. Отложения этой подсветы были пройдены скв. № 17 в интервале 48,5—91,4 м (вскрытая мощность 42,9 м) и скв. № 7 в интервале 117,3—173,8 м (вскрытая мощность 56,5 м).

Верхняя подсвета представлена серыми и темно-серыми глинами, то жирными, то тонкопесчанистыми, иногда содержащими тонкие прослойки серых тонкозернистых песков. Среди глин встречаются прослой серых тонкозернистых песков и известковистых песчаников, а также пласты бурого угля до 0,5 м мощности. Все породы содержат отпечатки обуглившейся флоры и мелкий растительный детритус. Отложения этой подсветы были пройдены скв. № 17 от устья до глубины 48,5 м, скв. № 7 от устья до глубины 117,3 м, рядом скважин на поднятии Северный Чингис и скв. № 2 и 3 на куполе Байтас, у могил Байтас и Сати-мола. Мощность верхней подсветы средней юры в сводовой части восточного крыла поднятия Южный Чингис достигает 120 м, а суммарная мощность отложений средней юры превышает 220 м (фиг. 18).

Верхняя часть верхней подсветы видна в обнажениях по балке Талды-сай и по овражкам, открывающимся в нее справа. В одном из них, близ скв. № 7, в 0,4—1,2 м от подошвы песков среднего келловея, в светло-серых и серовато-коричневых глинах, обогащенных органическим веществом, содержатся отпечатки *Coniopteris embensis* Р г у н., *C. furssenkoi* Р г у н., *Cladophlebis haiburnensis* Sew., *Nilssonina vittaeformis*



Фиг. 18. Разрезы отложений средней юры.

I — в бассейне среднего течения р. Илек в Яясано-Вознесенской мульде (по Э. А. Копытовой, 1950); II — в Хобдинской зоне на куполе Чингис (по В. С. Журавлеву, 1947); III — на куполах промышленного района Южной Эмбы (по Г. Е.-А. Айзенштадту, 1951). Условные обозначения см. фиг. 17

Pryn., *N. cf. orientalis* Hr., *Equisetites ferganensis* Sew. (определения В. А. Вахрамеева).

Спорово-пыльцевой анализ керна скв. № 17, произведенный Э. А. Копытовой, показал, что породы, залегающие над отложениями верхнего триаса, содержат уже иной комплекс спор и пыльцы. В них были встречены споры *Coniopteris*, *Dicksonia*, *Polypodiaceae*, *Leptochylus*, *Cheiropleuria*, *Matonia*, *Gleichenia*, *Lygodium*, *Equisetum*, *Selaginella*, *Lycopodium*, *Osmunda*, а также определенные по морфологической системе споры *Leiotriletes*, *Trachytriletes*, *Lophotriletes* и присутствующие в небольшом количестве споры *Hymenophyllum* и *Ophioglossum*. Пыльца представлена пыльцой *Bennettitales*, *Ginkgoales*, *Podocarpus*, *Araucariaceae*, *Picea*, *Pinus* и *Coniferae* с зачаточными воздушными мешками вокруг тела. Основываясь на высоком процентном содержании спор, характерных для свиты Дженишек бассейна среднего течения р. Илек — *Coniopteris* (33,7%), *Dicksonia*, *Leptochylus*, *Lygodium*, на преобладании общего количества спор (66%) над пыльцой (34%), на преобладании

среди пыльцы *Coniferae* зерен с двумя воздушными мешками, Э. А. Копытова отнесла эти отложения к средней юре.

К востоку от р. Киил, на куполе Майлисай, в разрезе отложений средней юры выделяются три подсвиты. Нижняя из них (свыше 53 м мощностью) представлена серыми и пепельно-серыми глинами, с тонкими прослойками алевритов и с включениями растительного детритуса. Выше прослеживается подсвита зеленовато- и серовато-желтых глин (до 120 м мощностью), участками белесых, с тонкими прослойками серых или ржаво-желтых известняков. Наконец, верхняя подсвита (до 45 м мощностью) представлена серыми и темно-серыми алевритами и глинами, содержащими тонкие прослойки светло-серых известковисто-глинистых песчаников с многочисленными включениями растительного детритуса и пропластками бурого угля. Вскрытая мощность отложений средней юры на куполе Майлисай достигает 218 м.

На куполе Калиновка (по данным Н. Э. Зейберлиха) отложения средней юры представлены чередованием пачек глин и песков. Пачки глин образованы серыми плотными бескарбонатными песчанистыми глинами с тонкими прослойками бурых углей и серых карбонатных тонкозернистых песчаников. Пачки песков состоят из серых кварцево-слюдистых среднезернистых песков с прослойками карбонатных тонкозернистых песчаников. Мощность пачек глин равна 25—30 м, а пачек песков — 15—20 м. В верхней части разреза отложений средней юры прослеживается пачка глин (до 57 м мощностью) с прослоями бурого угля (до 1,2 м). Ее, по-видимому, можно сопоставить с верхней подсвитой разреза средней юры на куполе Майлисай. Венчается разрез средней юры на куполе Калиновка пачкой песков (до 20 м), аналогичных нижележащим.

Вскрытая мощность отложений средней юры на куполе Калиновка достигает 185 м.

Нижняя часть разреза отложений средней юры была вскрыта скважинами только в сводовой части восточного крыла поднятия Южный Чингис. Там, как уже было отмечено, отложения нижней подсвиты представлены глинами, содержащими тонкие прослойки тонкозернистых песков. Рассеянной гальки в ее породах нет, отсутствуют и прослойки галечников, которые характерны для более восточных разрезов. В остальном же среднеюрские отложения на куполах Хобдинской зоны по мощности и литологическому составу близки к одновозрастным отложениям, выполняющим пологие мульды в бассейне среднего течения р. Илек (Брик, 1952) и обнажающимся в сводах некоторых соляных куполов к северу, востоку и югу от Хобдинской зоны (Храмов, 1939; Юркевич, 1943). Поэтому нет никаких оснований считать, что в среднеюрское время Хобдинская зона была относительно приподнятой или даже являлась источником сноса.

Верхняя юра

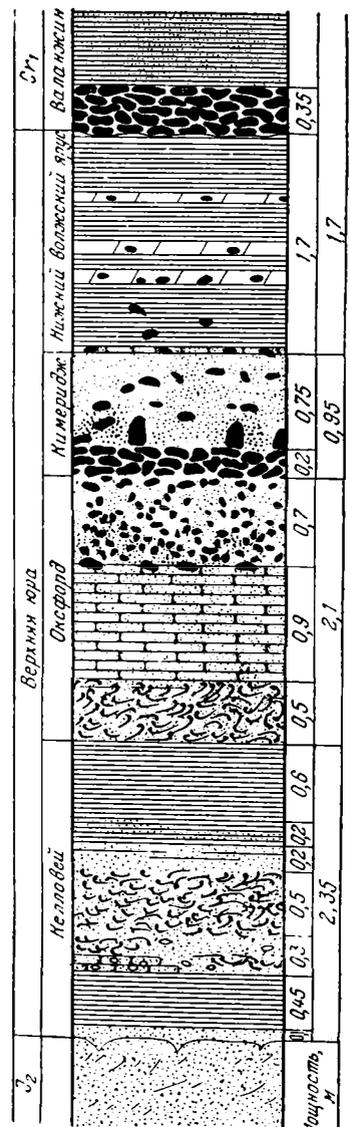
К юго-западу от р. Илек, в бассейнах рек Большая Хобда, Уил, Сагиз и Эмба породы верхней юры погружаются под отложения мела и обнажаются лишь в сводовых частях некоторых соляных куполов. На большинстве куполов они целиком размыты. Об их былом распространении можно судить по находкам окатанных фосфоритизированных ядер фауны различных ярусов и зон верхней юры в фосфоритовом горизонте основания нижнего мела. Только лишь в бассейне р. Аше-Уил — левого притока р. Уил, по оврагу Кандагач, в сводовой части купола Кок-булак, наблюдается нормальная последовательность всех ярусов верхней юры (Журавлев, 1960). Предпринятое нами изучение

местного разреза показало, что здесь прослеживаются глины и пески келловея (до 2,35 м), пески и песчаники оксфорда (до 2,7 м), пески кимериджа (до 0,95 м), глины с прослоями мергелей, относящиеся к зоне *Subplanites sokolovi* нижнего волжского яруса (до 1,7 м), и слой желваков фосфорита (до 0,35 м), в котором присутствует фауна зоны *Dorsoplanites panderi* того же яруса, а в кровле (в верхних 0,05 см) встречаются полуокатанные ростры валанжинских *Pachyteuthis lateralis* (Phill.) и *Pachyteuthis subquadrata* (Phill.). Разрез верхней юры на куполе Кок-булак по полноте является уникальным для восточной части Прикаспийской синеклизы (фиг. 19), но С. В. Шумилин, впервые схематично его описавший, справедливо отметил, что по простиранию «...легко видеть, как все верхнеюрские горизонты исчезают и сохраняется лишь полуметровый фосфоритовый слой (по-видимому, верхний)» (Шумилин, 1934, стр. 3).

Если мы обратимся к разрезам верхней юры на других куполах северо-восточной части Прикаспийской синеклизы, то окажется, что, кроме Кок-булака, отложения келловея могут быть выделены более или менее условно лишь на куполах Хобдинской зоны — Чингисе и Байгасе. В бассейне р. Большая Хобда на куполах Чулукаин и Шубар-сай известны отложения оксфорда, а на куполе Донской — отложения кимериджа. Аналоги ветлянского горизонта нижнего волжского яруса, кроме купола Кок-булак, по-видимому, присутствуют в низовьях р. Аше-Уил на куполе Джальмурза, где в 1949 г. Н. Е. Кравченко обнаружила в охристо-желтых плотных известняках отпечаток части оборота аммонита, который, по мнению М. И. Соколова, по ребристости напоминает *Subplanites sokolovi* (Il'ov. et Flor.).

Наибольшим распространением в разрезах северо-восточной части Прикаспийской синеклизы пользуются отложения зоны *Virgatites virgatus* нижнего волжского яруса. В бассейне верхнего течения р. Уил они известны на куполах Кинжалы, Шубар-кудук, Джаксымай и Конжар, в бассейне р. Сары-Хобда — на куполах Ильинский и Бессарабский, а в бассейне р. Большая Хобда — на куполах Караганда и Акраб. На всех этих куполах, за исключением Джаксымай, мощность этих отложений не превышает нескольких метров и только на Конжаре достигает 10—12 м.

На Джаксымае разрез нижнего волжского яруса более полный, и среди его отложений могут быть выделены осадки зон *Dorsoplanites panderi* и *Virgatites virgatus* (Соколова, 1939). Нижняя, большая по мощности часть нижнего волжского яруса представлена плотными се-



Фиг. 19. Разрез отложений верхней юры на куполе Кок-булак. Условные обозначения см. фиг. 17

рыми известняками с тонкими выклинивающимися прослойками желтовато-серых известковистых песков. В нижних горизонтах известняков встречается фауна зоны *Dorsoplanites panderi*, а верхних — зоны *Virgatites virgatus*. Выше залегают серые известняки, содержащие черную гальку и прослойки песчаников, которые вверх по разрезу сменяются прослоями фосфоритизированных песчаников и глин. Е. И. Соколова (1939) условно отнесла эти немые известняки также к зоне *Virgatites virgatus*. Мощность осадков отдельных зон нижнего волжского яруса на Джаксымае определена не была, а их суммарная мощность составляет 41,5 м (Храмов, 1934).

В бассейне р. Сагиз отложения нижнего волжского яруса известны на куполах Кайракты и Копа. На куполе Кайракты в серовато-белых окремненных мергелях (до 15—20 м) встречаются отпечатки аммонитов *Zaraiskites zaraiskensis* (Mich.). На куполе Копа над глинами средней юры прослеживаются зеленовато-серые глауконитовые разнозернистые пески с многочисленными грязно-серыми песчанистыми желваками фосфорита и обломками ростров белемнитов, напоминающих *Cylindroteuthis volgensis* (Ogb.). Эти пески имеют незначительную мощность и сменяются серыми и светло-серыми слюдистыми тонколистоватыми мергелистыми глинами, лишенными фауны. В кровле глин, отделяя их от голубовато-зеленых песчанистых глин неокома, проходит горизонт мелких окатанных черных желваков фосфорита. Мощность глин, которые условно можно отнести к нижнему волжскому ярусу, не превышает 8,3 м.

Значительно более мощные отложения нижнего волжского яруса прослеживаются на куполах Хобдинской зоны — Чингисе, Байтасе и Майлисае¹. К тому же на куполах Чингис и Байтас, вероятно, присутствуют отложения более древних ярусов верхней юры.

Так, на куполе Чингис, в наиболее приподнятой части восточного крыла поднятия Южный Чингис, по правому борту одного из правобережных овражков балки Талды-сай, видно, что на размытой поверхности глин средней юры со слабым угловым несогласием залегают пачка песков (до 1,3 м). В основании ее прослеживается прослойка кварцевого гравийного песка, содержащего мелкую гальку кварца и кремня. Выше пески постепенно становятся среднезернистыми, неяснослоистыми, слабо глинистыми, содержат зерна глауконита и окрашены окислами железа в желтовато-серые тона. Иногда в них встречаются пустоты, заполненные ржаво-бурым порошком железистых окислов и, вероятно, отвечающие внешней поверхности выщелоченных ростров белемнитов. Один из них был найден в 0,3 м от кровли описываемой пачки и по внешнему виду напоминает *Cylindroteuthis okensis* (Nik.). Поэтому эта однородная пачка песков может быть условно отнесена к келловее (фиг. 20).

На размытую поверхность песков ложится фосфоритовый горизонт (до 0,23 м) основания зоны *Dorsoplanites panderi* нижнего волжского яруса. В нижней части его (нижние 0,05 м) наблюдается прослойка светлых желтовато-зеленых тонкослоистых глин, содержащих редкие окатанные бурые желваки фосфоритов, размером с горошину. Выше желваки фосфоритов залегают сплошной массой и имеют различные размеры, до 5—7 м в поперечнике. Наконец, в верхней части его (верхние 5 см) вновь прослеживаются светлые желтовато-зеленые тонкослоистые глины с прослойками ярозита, кристалликами гипса, мелкими желвачками фосфоритов и обломками ростов белемнитов.

¹ Фауна из разрезов куполов Чингис и Байтас, собранная автором в 1947 и 1953 гг., определена П. А. Герасимовым.

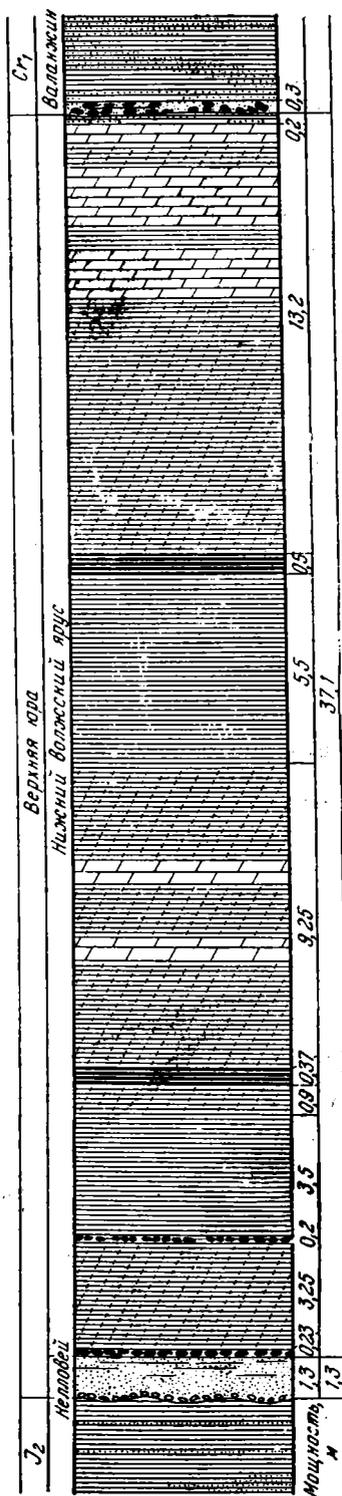
Над фосфоритовым горизонтом лежат зеленовато-серые слоистые мергелистые глины (до 3,25 м), переходящие в основании в плотные мергели (до 0,15 м). В мергелях и глинах изредка встречаются ростры *Cylindroteuthis magnifica* (Ogb.), характерного для низов нижнего волжского яруса Русской платформы. Помимо их, в мергелях заметны деформированные отпечатки аммонитов, а в глинах присутствуют тонкие створки *Aucella rugosa* (Fisch.).

Выше прослеживается второй фосфоритовый горизонт (до 0,2 м), мелкая (не более 2—3 см) округлая черная фосфоритовая галька которого неравномерно рассеяна в серой плотной глине. Последняя иногда слабо ожелезнена и содержит мелкие белые карбонатные вкрапления, тонкие створки *Telebratula* sp. и обломки ростров *Cylindroteuthis magnifica* (Ogb.).

Над ними залегают темно-серые плотные слоистые глины (до 3,5 м) с мелкими карбонатными вкраплениями, тонкими створками ближе не определимых пелеципод, отпечатками *Zaraiskites zaraiskensis* (Mich.), *Dorsoplanites dorsoplanus* (Mich.) и обломками *Cylindroteuthis magnifica* (Ogb.). Кверху глины постепенно светлеют и сменяются светлыми зеленовато-серыми мергелистыми плотными неясно-слоистыми глинами (до 0,9 м) с отпечатками *Zaraiskites quenstedti* (Rouill.).

Выше проходит первый горизонт горючих сланцев (до 0,37 м) тонкослоистых, светлых, желтовато-коричневых, в отдельных прослоях коричневых, глинистых. В сланцах содержатся многочисленные деформированные отпечатки аммонитов, близких к *Zaraiskites scythicus* (Vischn.) Mich., створок *Aucella rugosa* (Fisch.), *Oxytoma* sp., а также *Scurria (Orbiculoida) maeotis* Eichw.— формы, характерной для битуминозной фации морской юры.

Над ним залегают серые мергелистые глины (до 9,25 м) с тремя прослоями серых мергелей, имеющих мощность 0,15; 0,75 и 0,8 м и проходящих соответственно в 0,72; 3,1 и 5,45 м над кровлей первого горизонта горючих сланцев. В глинах встречаются мелкие округлые железистые стяжения, кристаллики и друзы гипса, а также плохо сохранившиеся отпечатки аммонитов и мелких пелеципод. Вверх глины постепенно темнеют и сменяются темно-серыми сланцеватыми глинами (до 5,5 м) с рострами *Cylindroteuthis magnifica* (Ogb.) и кристалликами гипса.



Фиг. 20. Разрез отложений верхней юры на куполе Чингис. Условные обозначения см. фиг. 17

Над ними проходит второй горизонт горючих сланцев (до 0,5 м) коричневых, глинистых, с белыми карбонатными прожилками и призмами. Фауна в сланцах второго горизонта, как и первого, деформирована, но среди нее различимы отпечатки аммонитов *Zaraiskites scythicus* (Vischn.) Mich., *Z. quenstedti* (Rouill.) и створок *Loripes fischeriana* Orb. и *Scurria (Orbiculoidea) maeotis* Eichw.

Выше залегают мергелистые глины (до 13,2 м) с тремя прослоями серых и зеленовато-серых мергелей мощностью 1,7; 1,8 и 0,5 м, проходящими соответственно в 7,8; 10,3 и 12,7 м над кровлей второго горизонта горючих сланцев (верхний прослой мергелей залегает в кровле глин). На контакте с горючими сланцами залегают темно-серые, почти черные, жирные тонкослоистые глины с белыми карбонатными призмами (до 0,2 м), а вышележащие глины послойно окрашены в зеленовато-серые и серые тона. В глинах содержится обломки тонких створок мелких пеллеципод и ростров *Cylindroteuthis* sp., покрытых кристалликами гипса. В мергелях встречаются отпечатки крупных аммонитов, причем из верхнего прослоя мергелей определены отпечатки аммонитов *Zaraiskites quenstedti* (Rouill.) и створок *Aucella* cf. *rugosa* (Fisch.), *Corbula* sp., *Parallelodon* sp., *Oxytoma* sp.

Над верхним прослоем ее мергелей залегают серые мергелистые глины (до 0,2 м) с невыдержанными прослойками ярозита и лимонита, с обломками ростров *Cylindroteuthis volgensis* (Orb.). В подошве они интенсивно ожелезнены, а в кровле содержат эллипсоидальные конкреции серого тонкозернистого песчаника от 0,15 до 0,3 м в поперечнике.

Непосредственно над ними, уже в основании неокома (нижнего валанжина), залегает слой (до 0,3 м) охристо-серых песчаных глин, содержащих мелкие кристаллики гипса и окатанную черную гальку фосфорита, глубоко источенную сверлящими моллюсками.

Таким образом, общая мощность отложений зоны *Dorsoplanites panderi* в данном разрезе равна 37,1 м. Как явствует из описания, они представлены в нижней части глинисто-мергелистой, а в верхней — битуминозно-глинисто-мергелистой фацией. Переход между ними фиксируется появлением фосфоритового горизонта (второго фосфоритового горизонта в данном разрезе), который разделяет не отложения зон нижнего волжского яруса, а разные фации зоны *Dorsoplanites panderi*. Мощность отложений ее глинисто-мергелистой фации равна 3,7 м, а битуминозно-глинисто-мергелистой фации — 33,4 м. Два прослоя горючих сланцев залегают в 7,8 и 23,2 м от подошвы зоны *Dorsoplanites panderi*. Их мощность равна 0,37 и 0,5 м. Они разделены пачкой глин с прослоями мергелей, мощность которых — 14,75 м.

Следует отметить, что в пределах купола Чингис скв. № 3, заданная на восточном крыле поднятия Северный Чингис, пересекла отложения зоны *Dorsoplanites panderi* (до 29,7 м) в интервале 29,5—59,2 м, встретив три горизонта горючих сланцев. Верхний из них, вероятно, соответствует верхнему горизонту горючих сланцев разреза по Талдысаю, а средний и нижний отвечают нижнему горизонту горючих сланцев этого разреза (они разделены 2,5 м пачкой серых плотных глин; средний горизонт залегает в 8,4 м от подошвы отложений нижнего волжского яруса).

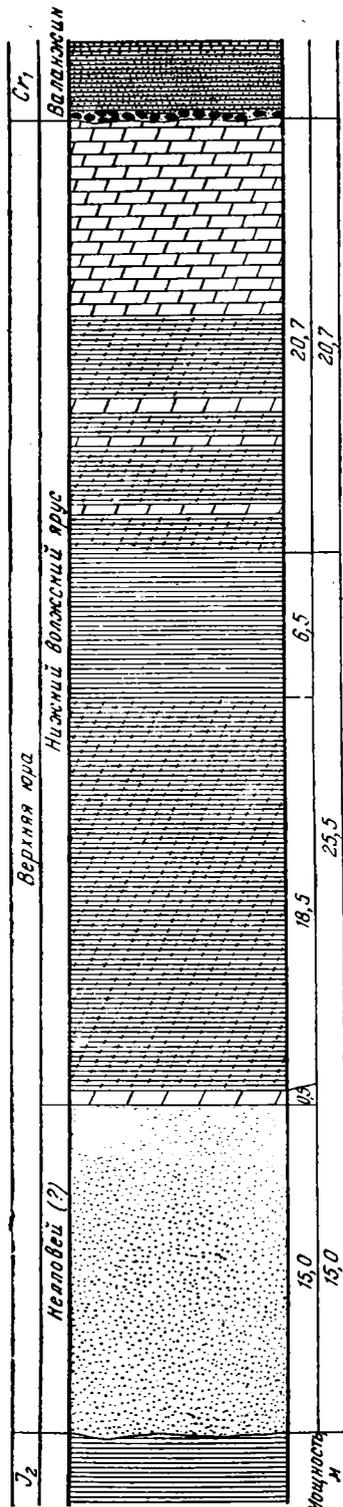
Верхняя часть отложений нижнего волжского яруса обнаружена только на западном крыле поднятия Южный Чингис. В его пределах, на пологом склоне балки Саду-сай (открывающейся слева в р. Чингис), обнажаются серовато-белые мергели, плотные, массивные, кливажированные. В них встречены отпечатки *Virgatites virgatus* (Buch.), створки *Ctenostreon distans* Eichw., *Ostrea deltoidea* Sow., *Pecten zornarius* Eichw., членики лилий и зубы акул. Наличие этой фауны по-

казывает, что мергели относятся к зоне *Virgatites virgatus*, осадки которой размыты в разрезе по Талды-саю.

На куполе Байтас в основании верхней юры залегают темные зеленовато-серые кварцево-глауконитовые пески, вскрытые скв. № 2 на левобережье р. Киил, у могил Сати-мола. Как и в разрезе по Талды-саю, эти пески (до 15 м мощностью) отделяют угленосные глины средней юры от мергелистых глин зоны *Dorsoplanites panderi* нижнего волжского яруса. Более точно определить их стратиграфическое положение невозможно, но не исключено, что они, как и пески разреза по Талды-саю, относятся к келловей (фиг. 21).

Над ними залегают серые плотные мергели (до 0,5 м), постепенно сменяющиеся серыми мергелистыми глинами (до 18,5 м) с отпечатками *Zaraiskites scythicus* (Vischn.) Mich. Выше прослеживаются темно-серые слоистые глины (до 6,5 м), которыми, по-видимому, заканчивается разрез отложений зоны *Dorsoplanites panderi*. Их суммарная мощность в данном разрезе равна 25,5 м.

Отложения зоны *Virgatites virgatus* представлены зеленовато-серыми мергелистыми глинами (мощностью 0,75; 3,15; 0,95 и 4,4 м) и светло-серыми мергелями (мощность 0,5; 0,4; 0,65 и 8,9 м). Их разрез начинается глинами и заканчивается мергелями, которые обнажаются по левобережью р. Киил под фосфоритовым горизонтом основания нижнего валанжина. Мергели эти плотные то тонко-, то толстослоистые, содержат многочисленные отпечатки: *Virgatites virgatus* (Vuch.), створки *Ostrea deltoidea* Sow., *Aucella russiensis* Pavl., *Gresslya* sp. nov. aff. *alduini* (Fisch.), *Pecten* (*Camptonectes*) *annulatus* Sow., *P.* (*Camptonectes*) aff. *lens* Sow., *Pleuromya tellina* Ag., *P.* aff. *brongniaritina* Orb., *Exogyra nana* Sow., *Ctenostreon distans* Eichw., *Myopholas* sp., *Hinnites* sp., ядра *Astrate* sp. и *Lucina* sp., створки *Terebratula* cf. *helterseni* Lem. и *Rhynchonella* sp., обломки трубок *Serpula* cf. *gordialis* Schloth., *S. tetragona* Sow., обломки шиповидных отростков створок *Ctenostreon distans* Eichw., членики лилий, зубы акул и позвонки плезиозавров. Среди фауны встречаются еще не изученные и некоторые новые формы, часть из которых (например, *Pecten* (*Camptonectes*) aff. *lens* Sow., *Pleuromya* aff. *brongniaritina* Orb.), обнаруживают признаки, свойствен-



Фиг. 21. Разрез отложений верхней юры на куполе Байтас. Условные обозначения см. фиг. 17

ные формам, известным из более древних отложений юры Русской платформы. Суммарная мощность мергелистых глин и мергелей зоны *Virgatites virgatus* в разрезе купола Байтас достигает 20,7 м, а общая мощность нижнего волжского яруса — 46,2 м.

На куполе Майлисай отложения нижнего волжского яруса детально не изучены. Представлены они глинами и песчаниками с прослойками мергелей и известняков в верхней части разреза. Глины этого яруса зеленовато-серые и темно-серые, алевритистые или песчанистые, известковистые, плотные, с включениями пирита и обуглившихся растительных остатков, с многочисленными створками мелких пеллеципод и отпечатками аммонитов. Его известняки и мергели зеленовато-серые, плотные, а песчаники — серые, слегка зеленоватые, тонкозернистые, плотные, известковистые, со створками мелких пеллеципод и обуглившимися растительными остатками. В нижней части разреза этого яруса встречаются отпечатки *Zaraiskites scythicus* (Vischn.) Mich., а в верхней — отпечатки *Virgatites virgatus* (Buch.). Как и на куполе Чингис, в отложениях зоны *Dorsoplanites panderi* здесь прослеживается пропласток (до 0,5 м) горючих сланцев с деформированными отпечатками фауны, среди которой встречаются створки *Scurria (Orbiculloidea) maecotis* Eichw. Мощность отложений нижнего волжского яруса достигает 45 м.

Более слабо изучены отложения верхней юры на куполе Калиновка, находящемся на северо-восточной окраине зоны Хобдинского регионального гравитационного максимума. Они представлены здесь серыми плотными жирными глинами (до 60 м) с прослойками светло-серых карбонатных тонкозернистых песчаников. В глинах обнаружены ближе неопределимые обломки раковин аммонитов и пеллеципод.

Заканчивая рассмотрение отложений верхней юры на куполах северо-восточной части Прикаспийской синеклизы, отметим, что их наибольшая мощность была установлена на куполах Калиновка и Байтас (на последнем общая мощность отложений келловея и нижнего волжского яруса достигает 51,2 м). Максимальная суммарная мощность осадков верхней юры на куполах Хобдинской зоны достигает 72,8 м (15 м отложений келловея на Байтасе + 37,1 м отложений зоны *Dorsoplanites panderi* на восточном крыле поднятия Южный Чингис + 20,7 м отложений зоны *Virgatites virgatus* на Байтасе). Несомненно, что в межкупольных пространствах Хобдинской зоны при бурении будут встречены более полные и мощные разрезы отложений верхней юры. В Хобдинской зоне на куполах Чингис и Майлисай установлено наличие битуминозной фации зоны *Dorsoplanites panderi* — фации, широко распространенной в северной части Прикаспийской синеклизы. Следовательно, в течение верхней юры Хобдинская зона не была, вопреки мнению ряда исследователей (Вебер, 1947; Кассин, 1947; Неволин, 1947), тектонически приподнятой областью. По отношению к разрезам бассейна р. Илек (Соколова, 1939; Иловайский и Флоренский, 1941; Яншин, 1943) и разрезам промыслового района Южной Эмбы (Яншин, 1943; Грачев, Донскова и Рыгина, 1957), а также Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума (Айзенштадт, 1956) разрезы верхнеюрских отложений Хобдинской зоны являются промежуточными.

НИЖНИЙ МЕЛ

Нижнемеловые отложения сохранились пятнами на водораздельных участках междуречья Урала и Илека. По правобережью р. Илек они встречаются в мульдах, но в верховьях рек Илека и Темира они

залегают горизонтально и прослеживаются широкими полосами вдоль речных долин. К югу и юго-западу от рек Илек и Темир они полого погружаются под отложения верхнего мела, а в бассейнах рек Большой Хобды, Уила, Сагиза и Эмбы обнажаются только в присводовых частях соляных куполов.

Отложения нижнего мела являются осадками одного трансгрессивного цикла — трансгрессия началась в валанжине, достигла максимума в апте и в альбе сменилась регрессией. В низовьях рек Сагиза и Эмбы и южнее, в пределах Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, они представлены почти исключительно морскими осадками.

К северо-востоку от низовьев рек Сагиза и Эмбы мощности всех ярусов нижнего мела уменьшаются, исчезает фауна, и морские отложения постепенно замещаются либо полностью, либо частично континентальными осадками.

Валанжинский ярус

Разрез нижнемеловых отложений в восточной части Хобдинской зоны начинается отложениями валанжина, которые наиболее детально изучены на куполах Чингис и Байтас.

На куполе Чингис, в разрезе по балке Талды-сай (рис. 22), на глины нижнего волжского яруса с размывом и слабым угловым несогласием ложатся отложения валанжина. В основании их прослеживается горизонт (до 0,3 м) охристо-серых песчанчстых глин, содержащих мелкие кристаллики гипса и окатанную черную гальку фосфорита, глубоко источенную сверлящими моллюсками.

Над ним залегают мощная (до 40 м) пачка светло-серых, серых и темно-серых глин, более или менее песчаных, содержащих в нижней части разреза три горизонта плоских караваеобразных глыб серого тонкозернистого песчаника (до 1,0 м в поперечнике и 0,3 м мощности) и фауну *Pachyteuthis lateralis* Phill. и *Exogyra couloni* (Defr.) Orb., а в верхней части — *Pachyteuthis lateralis* Phill., *P. subquadrata* (Phill.) и *P. russiensis* Orb. Нижняя часть этой пачки относится к нижнему валанжину, где от ее подошвы в первом горизонте глыб песчаника был найден отпечаток оборота *Olcostephanus (Craspedites)* cf. *suprasubditus* Bogosl.

Над глинами располагается пачка (до 15 м) желтовато- и зеленовато-серых глинистых мелкозернистых песков, содержащих редкие прослойки серых глин. В песках прослеживаются слоистые конкреции буровато-коричневых тонкозернистых песчаников (до 8 м в поперечнике и 1,5 м мощности), в которых встречаются верхневаланжинские аммониты *Polyptychites polyptychus* Keys., *P. bidichotomus* Leum. и *P. petschorenensis* Bogosl.

Таким образом, в разрезе по Талды-саю могут быть выделены отложения нижнего и верхнего валанжина. К среднему валанжину можно условно отнести верхнюю часть пачки песчаных глин, в которой встречаются ростры *Pachyteuthis lateralis* Phill., *P. subquadrata* (Phill.) и *P. russiensis* Orb.

Общая мощность отложений валанжина на куполе Чингис равна 55 м.

В разрезе по р. Киил у могил Сати-мола (фиг. 22) над мергелями зоны *Virgatites virgatus* нижнего волжского яруса залегают фосфоритовый горизонт (до 0,3 м), состоящий из мелкой округлой окатанной гальки фосфорита, глубоко источенной сверлящими моллюсками, и гальки кварца, сгруженной в зеленовато-серой тонкопесчанистой глине.

Над ним прослеживается пачка (до 21 м) темно-серых и зеленовато-серых глин, тонкопесчанистых и гипсоносных, содержащих в нижней части многочисленные мелкие тонкие створки ближе неопределимых пелеципод и обломки ростров *Pachyteuthis* sp., а в верхней — тонкие прослойки интенсивно ожелезненных ржаво-желтых тонкозернистых песков и два горизонта караваев серого тонкозернистого песчаника (до 1,5 м в поперечнике и 0,5 м мощности) с неопределимыми ядрами пелеципод. Эта пачка глин по литологическому составу, стратиграфическому положению и мощности соответствует нижней части пачки песчанистых глин разреза по Талды-саю и, вероятно, имеет нижневаланжинский возраст.

Выше следует пачка (до 18 м) зеленовато-серых глин, чередующихся с тонкими прослойками светло-серых, слегка ожелезненных тонкозернистых песков. В глинах встречаются зеленовато-серые песчано-мергелистые конкреции и тонкие прослойки плотных аргиллитоподобных глин, структура которых напоминает структуру окаменелой древесины. В нижних горизонтах глин присутствуют *Aucella terebratuloides* L a h., *A. keyserlingi* L a h., *Pachyteuthis lateralis* P h i l l., *Exogyra couloni* (D e f r.) O g b., *Trigonia* sp., *Tollia* sp., а также *Polyptychites keyserlingi* N e u m. e t U h l.—руководящая форма среднего валанжина.

Еще выше располагается пачка (до 17 м) таких же глин, в которых более часто встречаются прослойки песков и содержатся прослойки светло-серых тонкозернистых песчаников. Фауна в ее породах не была обнаружена, но по положению она отвечает пачке песков (до 15 м) разреза по балке Талды-сай, где были найдены аммониты верхнего валанжина.

Следовательно, мощность отложений валанжина на куполе Чингис достигает 55,3 м, а на куполе Байтас — 46,3 м.

Помимо куполов Чингис и Байтас, отложения валанжина, в частности нижнего валанжина, известны к югу от Хобдинской зоны, в пределах междуречья Уила и Сагиза на куполе Ждаля (Журавлев, 1952). В основании видимой части нижнемелового разреза прослеживаются зеленовато-серые известковистые тонкопесчанистые глины (видимая мощность до 6,5 м), в отдельных прослоях ожелезненные и переходящие в глинистые алевроиты. В 1,5—2,0 м от их кровли встречаются *Aucella contorta* P a v l., *Thracia incerta* A g., *Pleuromya* cf. *tellina* A g., *Leda* sp. и *Serpula* sp. В их кровле проходит горизонт плоских коричневатожелтых конкреций сидеритового песчаника (до 1,5 м в поперечнике и 0,5 м мощностью), а над ним лежит пачка (до 5 м) немых голубовато-серых тонкопесчанистых глин.

Еще выше располагается пачка (до 34 м) серых и серовато-зеленых тонкозернистых песков, иногда косослоистых, заключающих прослойки, стяжения и в нижней части огромные (до 15,0×2,0×0,6 м) караваеподобные конкреции серого или серовато-коричневого плотного мелкозернистого песчаника с крупными чешуйками светлой слюды. В подошве песков прослеживается выдержанный горизонт плоских конкреций коричневатосерого тонкозернистого песчаника, переходящего к основанию (в нижних 0,3 м) в конгломерат, переполненный обломками фауны. Галька, входящая в его состав, хорошо окатана, обычно плоская; размеры ее варьируют от 2 до 15 см, причем мелкая состоит из белого кварца, а крупная, как правило, представлена серым тонкозернистым песчаником. Масса обломков фауны служит как бы цементом, скрепляющим гальки конгломерата. Среди них определены обломки ростров *Pachyteuthis* sp. (cf. *russiensis* P a v l.), створки *Pleuromya* cf. *parallela* T r d., P. sp. aff. *tellina* A g., *Pecten nummularis* F i s c h., *Pleurotomaria* sp.,



Фиг. 22. Схема сопоставления разрезов неокома (А).

1 — промышленная площадь Южной Эмбы (сводный разрез по Ю. П. Никитиной, 1955); II — купол Тогусянь-Ушак (по В. А. Вахрамееву, 1952); III — купол Ждаля (по В. С. Журавлеву, 1952); IV — Хобдинская зона, купол Чингис, разрез по балке Талды-сай (по В. С. Журавлеву, 1952); V — купол Байтас, разрез по р. Кинил (по В. С. Журавлеву, 1952). Условные обозначения см. фиг. 17

Палеогеографическая схема неокома (Б)

a — Разрезы нижнего валанджина: 1 — реки Сухая и Большая Песчанка; 2 — Сазанская мульда; 3 — купол Ждаля; 4 — купол Кой-кара; 5 — купол Джаксымай; 6 — купол Чингис; 7 — купол Байтас; б — северная граница распространения красноцветных прибрежно-морских и континентальных отложений баррема

Turritella sp., *Aporrhais* sp., *Scalaria?* sp., *Mactromya* sp. *Isocardia* sp., *Cucullaea* sp., *Anomia* sp., *Cyprina* sp., *Ostrea* sp., *Lima* sp. ind., *Pecten* sp. ind., а также *Olcostephanus (Craspedites?)* cf. *suprasubditus* Bogosl. и *Berriassella?* sp. nov.

По заключению П. А. Герасимова (определявшего фауну) комплекс форм, найденный в глинах основания видимой части разреза нижнемеловых отложений купола Ждаля, присущ верхам верхнего волжского яруса и нижней зоне валанжина; большинство же форм, встреченных в покрывающем их конгломерате, переотложено и принадлежит к новым или мало изученным видам из верхних горизонтов верхнего волжского яруса и берриаса (рязанского горизонта) Русской платформы. Последний возраст он считает для этих осадков наиболее вероятным по наличию *Olcostephanus (Craspedites?)* cf. *suprasubditus* Bogosl. и *Berriassella?* sp. nov., к сожалению плохо сохранившихся.

Эти первые достоверные данные о присутствии отложений нижнего валанжина (рязанского горизонта) в пределах солянокупольной области заставляют критически пересмотреть все имеющиеся сведения о нижней части разреза нижнемеловых отложений Прикаспийской синеклизы. Известно, что Н. Н. Тихонович и А. Н. Замятин (1912) на куполе Кой-кара, в толще глин и мергелей (до 50 м), залегающей над фосфоритовым горизонтом, перекрывающим верхнеюрские отложения, нашли ростр белемнита типа *Pachyteuthis lateralis* Phill. и плохо сохранившегося аммонита, который был сопоставлен ими с верхневолжским видом *Craspedites okensis* Nik., а позднее был отнесен А. Д. Архангельским (1926) к валанжинскому роду *Polyptychites*. Возраст толщ глин и мергелей, заключающих поименованную фауну, до настоящего времени не вполне ясен. Е. И. Соколова в верхних горизонтах этой толщи обнаружила аммонита из группы *Dichotomites bidichotomus* Leu t., который, по мнению Н. П. Луппова, очень близок, если не тождествен, форме, встречающейся в готеривской тригониевой банке Мангышлака. Ю. П. Никитина и Е. И. Соколова на основании этой находки сопоставляли толщу глин и мергелей купола Кой-кара с готеривскими отложениями Южной Эмбы. Однако известно, что аммониты группы *Dichotomites bidichotomus* Leu t. в пределах Русской платформы достигают пышного расцвета уже в верхнем валанжине, а найденный на куполе Кой-кара аммонит приурочен к верхним горизонтам разреза толщ глин и мергелей. Поэтому вопрос о ее готеривском или валанжинском возрасте нельзя считать окончательно решенным. В пользу ее валанжинского возраста высказывается А. Л. Яншин (1943), который считает, что наличие ростров *Pachyteuthis lateralis* Phill. указывает на то, что вмещающие их слои относятся к валанжину. Нижняя зона его изобилует аммонитами семейства *Olcostephanidae*.

Н. А. Храмов (1933, 1934) на структуре Джаксымай в песчано-глинистой фосфоритоносной пачке (до 4,5 м мощностью), залегающей над слоями нижнего волжского яруса верхней юры, обнаружил не определенных до вида аммонитов, белемнитов, устриц и, в числе других форм, створки *Aucella volgensis* L a h. На основании присутствия этой формы Н. А. Храмов отнес вмещающие ее слои к верхнему волжскому ярусу, авторы сборника «Геологическое строение Эмбенской области» (Авров и др., 1935) — к не существующему в действительности «средневолжскому» ярусу, а А. Л. Яншин (1943), следуя своим первоначальным принципам деления валанжина, — к среднему валанжину. В действительности эту песчано-глинистую пачку следует относить к нижнему валанжину, так как по А. П. Павлову, вид *Aucella volgensis* L a h. встречается в трех нижних зонах нижнего мела, но особенно изобилует в первой

зоне: *Craspedites spasskensis* (Pavlov, 1907). В таблице зонального распределения ауцелл А. П. Павлов (Pavlov, 1907) показывает, что *Aucella volgensis* L a h. распространена в отложениях зоны *Craspedites spasskensis* и низов зоны *Tollia stenophala*, в верхах которой она представлена разновидностью *Aucella volgensis* phase *crassicollis*, являющейся формой, переходной к *A. crassicollis* K e y s.

Еще совсем недавно отложения нижнего валанжина в пределах Западного Казахстана были достоверно известны лишь в Оренбургском Приуралье, в нескольких пунктах междуречья Урала и Илека, по рекам Сухой Песчанке и Большой Песчанке, а также по правобережью р. Буртя, на восточном крыле Сазанской мульды (Яншин, 1943). Теперь эти отложения обнаружены на куполах Чингис и Ждаля, установлены на куполах Кой-кара и Джажсымай и могут быть условно выделены на куполе Байтас.

В промысловом районе Южной Эмбы Ю. П. Никитина (1948) относит к валанжину толщу зеленых грубопесчанистых глин и песчаников (до 70 м) с гальками и скоплениями мелких железистых оолитов. Среди фауны в этой толще преобладают ауцеллы, но неизученность их видового состава пока не позволяет отнести нижнюю часть ее разреза к нижнему валанжину.

Заканчивая рассмотрение резервов валанжина, подчеркнем что к северо-востоку от промыслового района Южной Эмбы отложения этого яруса наиболее полно сохранились в восточной части Хобдинской зоны, на куполах Чингис и Байтас, причем на Чингисе их мощность достигает 55 м. Это противоречит представлениям о приподнятом положении Хобдинской зоны в валанжинское время. Отметим, что Ю. П. Никитина (1948) указывала на существование в пределах Эмбенского нижнемелового бассейна разобщенных групп фауны неокомского моря: северной — бореальной и южной — средиземноморской. Ее указания послужили для некоторых исследователей материалом, косвенно подтверждающим предположения о наличии подводного барьера — «Хобдинского вала». Однако именно в пределах предполагавшегося «вала» на куполе Чингис, наряду с типичной бореальной фауной валанжина Русской платформы, присутствует *Exogyra couloni* (Defr.) Orb., широко распространенная в морских осадках Кавказа и Западной Европы, но не встречающаяся в пределах Европейской части СССР.

На большинстве соляных куполов восточной части Прикаспийской синеклизы отложения валанжина размыты и на породах верхней или даже средней юры залегают фосфоритовый горизонт основания готерива. В нем встречаются переотложенная фауна валанжина и различных, в зависимости от глубины размыва, горизонтов верхней юры. Судя по пространственному размещению сохранившихся разрезов валанжина и по присутствию переотложенной фауны этого яруса в фосфоритовом горизонте готерива, нижнемеловое море в валанжине достигало на востоке меридиана г. Актюбинска.

Готеривский и барремский ярусы

Наиболее детально отложения готерива и баррема изучены в промысловом районе Южной Эмбы. В их разрезе Ю. П. Никитина (1948, 1955) выделила, считая снизу вверх, пеллециподовую и песчано-глинистую свиты, горизонт песков и пестроцветную свиту (рис. 22).

По ее данным, пеллециподовая свита сложена зеленовато-серыми, серыми и голубовато-серыми, зачастую известковистыми глинами, реже мергелями с мелкими пеллециподами *Nuculana scapha* Orb., *Astarte subcostata* Orb., *Corbula pseudoelegans* Nikitina и др. По-видимому,

в отложениях этой свиты был найден на Токусень-Ушаке нижнеготеривский аммонит *Leopoldia biassalensis* Кагак. (Шумилин, 1931). В них же присутствует богатый комплекс фораминифер, позволивший А. В. Фурсенко выделить особую, глобулиновую зону. В верхней части свиты глины уступают место слюдястым пескам с прослоями зеленовато-серых песчанистых глин и со стяжениями песчаников с крупными *Panopaea gurgites* Bronn. var. *neocomiensis* Leym., *Thracia* aff. *incerta* Werth., *T.* aff. *striata* Werth. и др. Мощность свиты достигает 50—60 м, причем мощность ее верхней, песчаной пачки колеблется от 3 до 37 м.

Песчано-глинистая свита представлена чередованием зеленовато-серых песчанистых и чистых глин с песчаниками и песками, чаще — косослоистыми. В ее породах изредка встречаются пеллециподы плохой сохранности и фораминиферы, известные из пеллециподовой свиты. Мощность отложений песчано-глинистой свиты колеблется от 12 до 38 м.

Выше выделяется горизонт песков, отложения которого в западных разрезах представлены зеленовато- и желтовато-серыми мелкозернистыми глинистыми песками. В разрезах центральной части промыслового района Южной Эмбы среди песков появляются подчиненные прослои ракушечников и голубовато-серых глин с фауной. Наконец, в восточных разрезах его отложения представлены желтовато-бурыми среднезернистыми косослоистыми песками с обломками древесины. Фауна, встречающаяся в отложениях этого горизонта, обычно представлена несколькими родами пеллеципод *Corbula jengeldensis* Nikitina, *C. nadejdae* sp. nov. и *Auricula prodoanum* Verp. et Log., Основываясь на резком отличии ее от фауны подстилающих свит и на присутствии барремской *Auricula prodoanum* Verp. et Log., Ю. П. Никитина условно относит горизонт песков к баррему. Мощность его варьирует от 5 до 33 м, причем иногда он залегает с размывом на более древних отложениях, вплоть до среднеюрских (купол Тентяксор).

В верхней части неокома залегает пестроцветная свита, связанная постепенными переходами с горизонтом песков. Она представлена серовато-зелеными чистыми, иногда песчанистыми глинами, содержащими пачки кирпично-красных, вишневых или темно-бурых известковистых глин и редкие прослои мелкозернистых песков и песчаников. Фауна в ее отложениях встречается изредка. В ее глинах Н. Н. Тихонович (1915) на куполе Кой-кара нашел ядра *Anatina agassizi* Orb., а В. Ф. Самсонов в 1949 на куполе Джалгаз — *Ostrea* cf. *macroptera* Sow., *Belemnites* sp., и *Serpula gordialis* Schloth. В среднем течении р. Эмбы на куполе Карасакал-мола в ее глинах встречаются кости крупных позвоночных (Авров и др., 1935). Мощность свиты подвержена значительным колебаниям, но иногда достигает 250 м.

Наиболее северо-восточным разрезом, в котором еще удастся проследить упомянутое четырехчленное деление отложений готерива и баррема, является разрез неокома на куполе Токусень-Ушак. В. А. Вахрамеев (1952) выделил в нем пеллециподовую свиту (до 45 м), песчано-глинистую свиту (до 40 м), горизонт песков (до 10 м) и пестроцветную свиту (до 40 м). Общая мощность отложений неокома, включая залегающие в их основании маломощные осадки валанжина, на этом куполе не превышает 145 м. Мощность же отдельных свит готерива и баррема заметно уменьшается по сравнению со средними мощностями этих свит в промысловом районе Южной Эмбы.

На восток и северо-восток от Токусень-Ушака, в пределах междуречья Сагиза и Уила, отложения неокома удается подразделить только на две части — нижнюю, зеленоцветную, и верхнюю, пестроцветную, соответствующую пестроцветной свите промыслового района Южной

Эмбы. Однако пестрокрашенные породы баррема там постепенно замещаются зеленовато-серыми глинами, песками и алевритами, неотличимыми от глин и песков готерива.

В бассейне р. Сагиз, в тех разрезах, где готерив залегает непосредственно на породах верхней юры, в основании его прослеживается фосфоритовый горизонт, в котором, наряду с окатанными, источенными фолладами крупными желваками фосфорита, встречаются окатанные обломки ростров белемнитов и фосфоритизированные ядра аммонитов и пеллеципод. Над ними лежат светло-зеленые и голубовато-зеленые песчанистые гипсоносные глины, переслаивающиеся с алевритами и заключающие горизонты голубовато-зеленых караваеобразных тонкоплитчатых разнозернистых песчаников. На куполе Ждаля эти глины связаны постепенными переходами с песками валанжина и фосфоритовый горизонт в их основании отсутствует.

Верхняя часть неокома здесь представлена более темными голубовато-зелеными и грязно-зелеными плотными бесструктурными гипсоносными глинами, обычно слабо песчанистыми, с горизонтами таких же песчаников. В них встречаются либо выдержанные линзовидные прослои, либо линзы таких же глин, окрашенных иногда в довольно яркие красноватые тона. Среди глин рассеяна иногда многочисленная, хорошо окатанная мелкая галька молочно-белого кварца и кремня, а в красноватых глинах встречаются блекло-малиновые и блекло-зеленые округлые (до 7 см в поперечнике) известковистые конкреционные стяжения, мелкие кусочки обуглившейся древесины, а также линзочки сажи и угля.

К востоку от верховьев р. Сагиз, на куполах Итассай, Мортук и на Коклектинской антиклинали, в верхней части разрезов неокома продолжают встречаться прослои и пачки красноватых глин. Только севернее купола Мортук, в бассейне р. Темир, они исчезают — здесь в основании разрезов неокома прослеживается слой желваков фосфорита, над которым залегает довольно однообразная толща зеленовато-серых и светло-серых глин с редкими прослоями зеленовато-серых тонкозернистых песков и песчаников.

Мощность отложений готерива и баррема на куполах бассейна р. Сагиз несколько варьирует. На куполах Кайракты, Тал-кудук, Ит-кшук, Сараопан она колеблется в пределах 60—80 м, а мощность верхней, красноватой части разреза не превышает 10 м (верхние горизонты неокома там, по-видимому, размыты). Выше по р. Сагиз мощность отложений готерива и баррема равна: на куполе Копа — 63,2 м, Ждаля — 65 м, Левите — Мунайлисай — 109 м, причем красноватые встречаются в верхней трети их разреза. К востоку от верховий р. Сагиз, на куполе Итассай она превышает 105 м, на куполе Мортук — 112 м. На Коклектинской антиклинали, по данным Р. Г. Гарецкого, мощность готерива достигает 55 м, а мощность баррема варьирует от 27 до 267 м. Наконец, севернее, в бассейне р. Кульденен-Темир, на куполе Джилансаид мощность неокома уменьшается до 80 м.

К северу от р. Сагиз, в бассейне р. Уил (вне Хобдинской зоны), двухчленное деление неокома сохраняется. В нижней, зеленоцветной части неокома на куполах Орта-Жарлы и Алты-кара-су прослеживаются горизонты крупных плоских (до 1,5 м в поперечнике, до 0,7 м мощности) округлых конкреций серого и светло-коричневого мелкозернистого песчаника с пелициподами *Nuculana cf. scapha* Or b., *Pecten cinctus* Sow., *Panopaea gurgites* Bron g. var *neocomiensis* Leim., характерными для пеллециподовой свиты готерива промышленного района Южной Эмбы. В верхней части неокома прослои красноватых глин сокращаются в мощности и начинают выклиниваться, в частности, их нет на ку-

полах Тамдыкуль, Орта-Жарлы, Май-кудук и Кок-булак. Лишь на некоторых — по р. Аще-Уил на куполах Джаль-Мурза, Кербье, Шубар-жилан, по р. Уил на куполах Алты-карасу и Байжан-мола (расположенном на восточной периферии Хобдинской зоны) среди глин еще сохраняются линзовидные, выклинивающиеся по простиранию прослойки красноцветов. В самых верхних горизонтах неокома иногда прослеживаются отдельные крупные линзы (до 2 м мощности) грубо- и мелкозернистых песков или даже гравелитов (на куполе Алты-карасу).

К северу от р. Уил, в восточной части Хобдинской зоны, отложения, относящиеся к готериву и баррему, обнажаются на куполах Чингис и Байтас и встречены скважинами на куполах Майлисай и Калиновка.

На куполе Чингис, в разрезе по балке Талды-сай, над глинистыми песками с фауной верхнего валанжина залегает пачка (до 30 м) переслаивающихся темных и светлых зеленовато-серых, слабо песчанистых глин и желтовато-серых тонкозернистых песков. В толще их наблюдаются прослойки зеленовато-серых и серых плотных тонкозернистых песчаников, в которых имеются обломки обуглившейся древесины и плохо сохранившиеся отпечатки фауны, а на плоскостях напластования наблюдаются типичные флишевые фигуры. Определимой фауны эта пачка не содержит, и мы условно относим ее к готериву и баррему. На ее размытой поверхности залегает фосфоритовый горизонт основания апта, а выше — типичные для этого яруса пепельно-серые и черные глины.

На куполе Байтас, в разрезе по р. Киил, этой пачке соответствует пачка (до 7 м видимой мощности) зеленовато-серых глин, чередующихся с прослойками песков. В отличие от нижележащей пачки (до 17 м) зеленовато-серых глин верхнего валанжина среди ее глин прослеживаются несколько маломощных (до 0,6 м) горизонтов зеленовато- и стальносероватых сливных песчаников, на поверхности которых видны флишевые фигуры: гиероглифы, фукоиды, а также структуры конус в конус. В верхних горизонтах песчаников содержатся обломки обуглившейся древесины, окатанная плоская галька серого кремня (до 8 см в поперечнике) и многочисленные, но ближе неопределимые ядра пеллеципод, которые в глинах встречаются лишь изредка.

Наконец, на куполе Майлисай нерасчлененные отложения неокома подразделяются на две пачки, из которых нижняя представлена зеленовато-желтыми и зеленовато-серыми, а верхняя — более светлыми, голубовато-серыми и бледно-зелеными глинами. Из этих глин Р. М. Ибрагимова определила характерный для готерива комплекс микрофауны: *Cristellaria rotulata* L a m., *Cristellaria* ex gr. *navicula* O r b., *Haplophragmoides* ex gr. *neocomianum* (C h a r t a n) и *Nodosaria* sp.

К востоку от Хобдинской зоны на куполе Батпакты в 1957—1958 гг. Н. П. Салтыкова и А. Е. Шлезингер среди аналогичных глин в прослойках ракушечника обнаружили створки *Panopaea neocomiensis* L e u m., *Jotrigonia scapha* Ag. и ядра *Tellina* sp.

Мощность нерасчлененных отложений готерива и баррема в восточной части Хобдинской зоны подвержена колебаниям — на куполе Калиновка она равна 27 м, на Чингисе в разрезе по Талды-саю — 30 м, на Байтасе превышает 7 м, а на Майлисае увеличивается до 100 м.

К востоку от Хобдинской зоны, на междуречье Сары-Хобды, Кара-Хобды и Уила отложения готерива и баррема представлены зеленовато-серыми глинами, песками и алевритами. В частности, на куполе Джаксымай над песками с фауной нижнего валанжина залегают зеленовато-серые песчанистые глины с прослойками охристых мелкозернистых песков. Вверх по разрезу они сменяются зеленовато-серыми мелкозернистыми песками, которые содержат прослойки охристых песков.

В бассейне р. Сары-Хобда в 1950 г. Л. Б. Аристархова в нижней части разреза зеленовато-серых глин обнаружила на куполе Ильинский створки *Pecten crassitesta* Roem., на куполе Бессарабский — рostrы *Acroteuthis (Belemnites) cf. explanatoides* Pavl. и створки *Aucella* sp., *Terebratula* sp., а на куполе Шиликты, в прослое мергелей — *Pachyteuthis* ex gr. *lateralis* Phill., *Pecten* cf. *crassitesta* Roem. и *Trigonia* sp. Не исключено, что нижняя часть местных разрезов нижнего мела охватывает не только готерив, но иногда включает и осадки валанжина. Возможно еще к валанжину относится самая нижняя часть разреза нижнего мела на куполе Аще-булак, где в конкрециях песчаника, залегающих в 3 м от его подошвы, встречены *Polyptychites* sp., *Panopaea* sp. и *Pecten* sp. (Авров и др. 1935).

Мощность неокома в пределах междуречья Сары-Хобды, Кара-Хобды и Уила испытывает значительные колебания. Если на куполе Ильинский она не превышает 15 м, то на Джаксымае и Конжаре она достигает 80—100 м, а на Джаманагаче колеблется от 100 до 170 м.

Восточнее, в верхнем течении р. Илек отложения готерива и баррема представлены грязно-зелеными глинистыми глауконитовыми тонкозернистыми песками с невыдержанными прослоями темных глин в нижней части разреза. По левобережью р. Илек, близ ст. Тамды, в 6 м от их кровли проходит слой темно-серого плотного ракушечного мергеля с многочисленными *Astarte* aff. *porrecta* Buch., *Panopaea* sp., *Cyprina* sp., единичными *Pecten crassitesta* Roem. и *Belemnites pseudopanderi* Sinz. А. Л. Яншин (1943) ранее считал, что это единственный в Западном Казахстане пункт находки типичной фауны баррема. Однако В. А. Вахрамеев (1952), опираясь на выводы Е. С. Черновой о возрасте симбирскитовых слоев Поволжья с *Belemnites pseudopanderi* Sinz., относит эти мергели к готериву.

В 15—20 км к востоку от р. Илек отложения готерива и баррема постепенно выклиниваются. Если в отмеченном выше разрезе близ ст. Тамды их мощность достигает 18 м, то восточнее, по р. Исет, она сокращается до 4 м (Яншин, 1943). Ниже г. Актюбинска, по правобережью р. Илек на песках валанжина или на более древних породах уже залегают с размывом черные глины апта.

К северу от Хобдинской зоны, в бассейне р. Утвы и по левобережью р. Илек в кровле зеленовато-серых мергелистых глин и алевроитов неокома появляются прослой черных глин, а выше, без видимых следов перерыва, залегают типичные для апта черные глины. Это позволяет утверждать, что верхняя, большая по мощности часть этой свиты отвечает не только готериву, но и баррему, в то время как нижняя ее часть содержит фауну верхнего валанжина (Яншин, 1943). Мощность отложений неокома в обрывах левобережья р. Илек, несколько ниже пересечения реки железнодорожной линией Уральск — Илецк, достигает 70 м (Яншин, 1943).

Восточнее, в бассейне рек Большой и Малой Хобды отложения готерива и баррема представлены линзовидно переслаивающимися серыми, зеленовато-серыми и буроватыми тонкопесчанистыми глинами и желтовато-серыми мелкозернистыми песками и алевроитами. В основании их прослеживается слой (до 0,3—0,5 м) разнозернистого песка, заключающего крупные ислоченные фолладами желваки фосфорита и мелкую, хорошо окатанную гальку. На различных уровнях отмечаются неравномерно распределенные крупные шарообразные или эллипсоидальные песчано-сидеритовые конкреции и линзовидные прослой желтовато-бурых слоистых мелкозернистых известковистых песчаников или песчаных мергелей. Реже встречаются рыхлые кремнисто-глинистые глыбовые песчаники, переходящие по простиранию в грубозернистые

пески. Пески в разрезе толщи связаны постепенными переходами с глинами, в которых встречаются септариевые конкреции глинистого сидерита, а близ кровли — мелкие (до 15—20 см в поперечнике) округлые пустотелые железистые конкреции. В нижней части неокома преобладают пески, а в верхней — глины. Мощность отложений готерива и баррема в бассейнах рек Большая и Малая Хобда не превышает 40—50 м.

Заканчивая характеристику отложений неокома отметим, что многие вопросы их стратиграфии еще требуют разрешения. В частности, еще недостаточно изучены отложения баррема, так как фауна, изредка в них встречающаяся, никем еще не была собрана и изучена. Поэтому, в северо-восточной части Прикаспийской синеклизы при отнесении верхних слоев неокома к баррему мы вынуждены опираться лишь на отсутствие следов перерыва между неокомом и аптом в разрезах верхнего течения р. Илек и левобережья этой реки ниже устья р. Большая Хобда. Мощность отложений готерива и баррема подвержена значительным колебаниям и зависит от различной для каждого купола интенсивности преаптского размыва. В восточной части Хобдинской зоны она варьирует от 27 (на куполе Калиновка) до 100 м (на куполе Майлисай) и по сравнению с окружающими эту зону площадями не сокращена. Характерно, что по мере приближения с юга к Хобдинской зоне красноцветные прибрежноморские и континентальные отложения баррема постепенно замещаются морскими осадками. Можно думать, что в период их накопления, равно как и ранее, в готериве и валанжине, Хобдинская зона в целом не была приподнята.

Аптский ярус

В восточной части Хобдинской зоны отложения апта слагают приподнятые части куполов Чингис и Байтас, а также вскрыты скважинами на куполах Майлисай и Калиновка. Они представлены обычной для Прикаспийской синеклизы толщей черных и темно-серых глин, которая с размывом залегает на зеленовато-серых породах неокома. Только на западном крыле поднятия Северный Чингис глины апта последовательно срезают осадки неокома и верхней юры и ложатся на среднеюрские отложения его свода.

В основании глин апта прослеживается маломощный горизонт пепельно-серых плотных песчаных глин, содержащих мелкие, уплотненные и хорошо окатанные черные желвачки фосфорита. Над ним залегают толща темно-серых и черных плотных жирных сланцеватых глин, с тончайшими прослойками пепельно-серых тонкозернистых кварцево-слюдистых песков и прослоями серых и черных тонкозернистых песчаников. Выше в разрезе по балке Талды-сай лежат такие же глины, но более светлые. В них встречаются прослой серых песчаных глин и несколько невыдержанных прослоев серовато-желтых септариевых конкреций сидерита, заключающих фауну: *Pleuromya* cf. *neocomiensis* O g b., *Corbula striatula* S o w., *Pholadomya* sp. ind., *Pinna* sp. и *Serpula* sp. Над верхним прослоем септариевых конкреций проходит горизонт глин, содержащих окатанные посчанистые светло-серые и черные желвачки фосфорита и мелкую, хорошо окатанную гальку кварца. Этот фосфоритовый горизонт разделяет глины апта и нижнего альба, похожие на аптские, но более светлые и чаще переслоенные песками.

Скв. № 20 на западном крыле поднятия Северный Чингис под фосфоритовым горизонтом основания альба в интервале 54,0—91,5 м вскрыла темно-серые и черные плотные слюдястые карбонатные глины апта, то жирные, то песчаные, содержащие прослойки грязно-серых и серых глинистых тонкозернистых песков и известковистых песчаников.

В глинах и, реже, в песчаниках встречаются обломки тонкостворчатых раковин и мелкие кристаллики пирита. В основании апта залегают пепельно-серые плотные песчанистые слоистые глины с мелкими обломками тонкостворчатых раковин, угловатыми обломками светлых зеленовато-серых глин и мелкими окатанными плоскими желваками фосфорита. Ниже скважина вошла в зеленовато-серые и серые глины, содержащие среднеюрский спорово-пыльцевой комплекс (по определению Э. А. Копытовой). Мощность глин апта в этой скважине равна 37,5 м. Южнее, но на том же крыле поднятия Северный Чингис, скв. № 2 вскрыла глины апта в интервале 45,0—123,55 м и была в них остановлена. Вскрытая их мощность равна 78,5 м, т. е. почти вдвое превышает мощность апта в скв. № 20.

На куполах Майлисай и Калиновка отложения апта представлены такими же темными глинами, мощность которых не превышает 45—50 м.

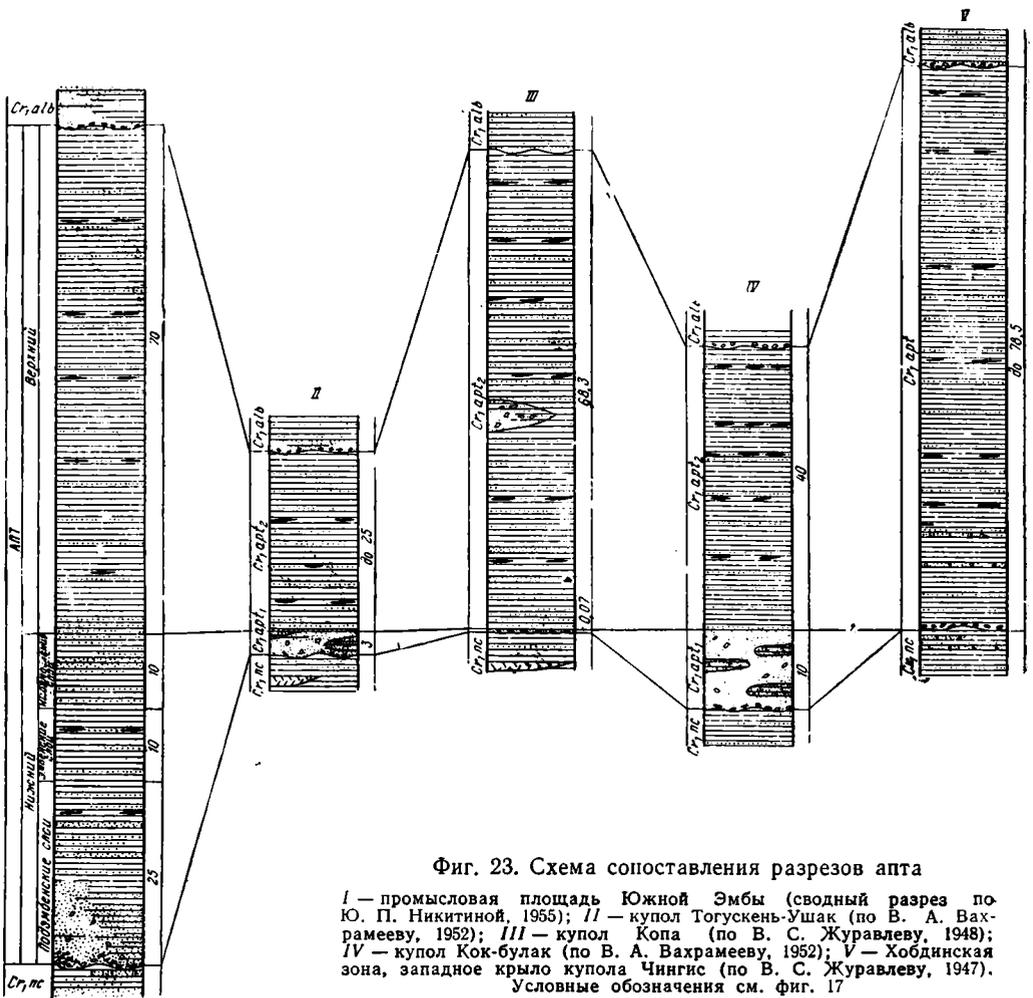
В аналогичных глинах, обнажающихся по восточной периферии Хобдинской зоны на куполе Байжан-мола, в 1958 г. Н. П. Салтыкова и А. Е. Шлезингер обнаружили створки *Corbula striatula* Sow. и обломки раковин *Nuculana* sp. (определения Б. Г. Янина и Т. Л. Муромцевой). Из тех же глин Ю. П. Никитина определила комплекс микрофауны: *Marginulina jonesi* Reuss., *Discorbis dampelae* Mjatl., *Cristellaria karpovae* Nikit. in litt., *Haplophragmoides umbilicatula* Dain., *Ammobaculites agglutinans* Orb., *Glomospirella gaultina* (Berth.).

На куполе Майлисай в основании глин апта была вскрыта пачка (до 12 м мощностью) песков зеленовато-серых и зеленовато-желтых, среднезернистых, полимиктовых, с галькой кварца и кремня, а так же с конкрециями песчаников, содержащих прослой ракушняка.

Сходство этих песков с фаунистически охарактеризованными песками, прослеживающимися в основании апта южнее, в бассейне р. Аще-Уил на куполах Май-кудук и Кок-булак (Вахрамеев, 1952), позволяет условно относить их к нижнему апту.

А. Л. Яншин (1943), опираясь на указания С. В. Шумилина (1934), считал, что существенные изменения отложений апта, в бассейне р. Аще-Уил и на прилегающих к нему площадях, связаны «... с размывом расположенного где-то поблизости и, вероятнее всего, севернее крупного поднятия, не заливавшегося нижнемеловым морем» (Яншин, 1943, стр. 307). В подтверждение этому он ссылаясь, в частности, на появление в низах апта на Май-кудуке и Кок-булаке мощной пачки песков с громадными конкрециями песчаников, в которых встречаются «...крупные угловатые гальки изверженных пород, мелкие желваки фосфорита, большие куски окремнелой древесины, включения угля и сажи, одновременно с богатой фауной нижеаптских моллюсков» (Яншин, 1943, стр. 308). Между тем наблюдения В. А. Вахрамеева и автора настоящей работы показали, что в пачке песков на Кок-булаке (до 10 м мощностью), хотя и встречается изредка галька розового кварцита, гранодиорита, порфирита и других изверженных и метаморфических пород, достигающая 0,15—0,17 м в поперечнике, но «...никаких прослоев или даже линз крупного галечника, залегающих среди песков или вышележащих глин, о которых сообщает А. Л. Яншин (1943, стр. 307—308), нам не удалось обнаружить» (Вахрамеев, 1952, стр. 31—32).

На Кок-булаке и Май-кудуке в песках основания апта и в заключенных среди них конкрециях песчаников встречаются многочисленные аммониты и пеллециподы. Присутствие среди аммонитов *Aconeceras trautscholdi* Sinz., *Dufrenoya furcata* Sow. и *Tropaeum (Crioceras) bowerbanki* Sow., по мнению Н. П. Луппова, позволяет сопоставить эти пески с верхней частью нижнего апта Поволжья, Мангышлака и Кавказа.



Фиг. 23. Схема сопоставления разрезов апта

I — промысловая площадь Южной Эмбы (сводный разрез по Ю. П. Никитиной, 1955); II — купол Токусень-Ушак (по В. А. Вахрамееву, 1952); III — купол Копя (по В. С. Журавлеву, 1948); IV — купол Кок-булак (по В. А. Вахрамееву, 1952); V — Хобдинская зона, западное крыло купола Чингис (по В. С. Журавлеву, 1947).
Условные обозначения см. фиг. 17

Совместное присутствие среди пелеципод многочисленных *Dosinimeria (Cyprimeria) parva* Sow., *Thetironia minor* Sow. и *Cucullaea glabra* Raab, по мнению Т. А. Мордвилко, свидетельствует о принадлежности этих песков к нижней части верхнего апта, так как в разрезах Северного Кавказа и Дагестана массовые скопления пелеципод встречаются начиная с основания верхнего апта. Таким образом, в разрезах Май-кудука и Кок-булака вышележащие черные глины несомненно принадлежат к верхнему апту (фиг. 23).

Пески, залегающие в основании апта, помимо Майлисая, Май-кудука и Кок-булака, известны и на других куполах. По данным Н. П. Салтыковой и А. Е. Шлезингера, они наблюдаются к востоку от Майлисая на куполе Егинды по правому берегу р. Бабатай. Видимая мощность их не превышает 3 м, причем они содержат гальку кварца и кремня, единичные желваки фосфорита и заключают гигантские, до 6—7 м в диаметре, округлые или эллипсоидальные конкреции тонкоплитчатых песчаников с прослоями ракушняков.

К востоку от Кок-булака, в верховьях оврага Шубар-жилан, открывающегося в р. Аше-Уил, на куполе Бос-оба, в основании апта залегает пачка зеленовато-желтых косослоистых грубо- и разнозернистых пес-

ков, содержащих большое количество темноцветных зерен и также заключающих очень крупные (до 5 м в диаметре) каравеобразные конкреции светло-коричневого косослоистого разнозернистого песчаника. Среди песков встречаются обломки окаменевшей древесины, а в песчаниках — аммониты плохой сохранности.

Значительно северо-восточнее, в верховьях р. Уил на куполе Конжар, нижняя часть апта представлена крупнозернистыми кварцевыми песками с мелкой галькой. Мощность их достигает 23 м.

На остальных соляных куполах северо-восточной части Прикаспийской синеклизы, где в основании апта прослеживаются пески, мощность их значительно меньше. Так, на поднятии Мунайлисай купола Левите-Мунайлисай в подошве апта залегает горизонт (до 3 м) темно-серых, серых и желтовато-серых крупнозернистых песков, содержащих мелкую кварцевую гальку. Юго-восточнее, на куполах Мортук и Итасай, мощность зеленых и серых крупно- и разнозернистых песков основания апта не превышает 3,5—4 м (Авров и др., 1935). Обычно же мощность этих песков еще меньшая, в частности, на расположенных вокруг Май-кудука и Кок-булака куполах Кара-тау, Алтымбек, Алты-карасу и Кербье в основании апта прослеживается выдержанный горизонт зеленовато-серых глауконитовых мелкозернистых песков (до 0,3 м), содержащих большое количество плоской, хорошо окатанной гальки кварца, кремня и изверженных пород, а также многочисленные фосфоритизированные ядра пеллеципод.

Далеко на юг от Хобдинской зоны, к юго-западу от междуречья Уила и Сагиза, в бассейне р. Кайнар, в основании глин апта на куполах Жилан-кабак и Тогускень-Ушак залегают зеленовато-серые глауконитовые мелкозернистые пески (до 3—4 м). На Жилан-кабаке в них заключены стяжения песчаников до 1,5 м в диаметре и небольшие линзы плоской глиняной гальки, а на Тогускень-Ушаке — прослой ракушняка и редкие гальки порфирита и гранодиорита до 0,15 м в диаметре. В песках, ракушняках и стяжениях песчаников на Тогускень-Ушаке В. А. Вахрамеев (1952) обнаружил комплекс фауны, близкий к фауне, найденной на Май-кудуке и Кок-булаке. Как и на этих куполах, на Тогускень-Ушаке, наряду с пеллециподами *Cucullaea glabra* Park. и *Dosinimeria parva* Sow., характерными для верхов нижнего или низов верхнего апта, был найден аммонит *Tropeum bowerbanki* Sow., соответствующий верхам нижнего апта.

Таким образом, на куполах бассейна р. Кайнар, расположенных на половине расстояния между куполами бассейна р. Аще-Уил (свыше 150 км на юго-запад от них) и берегом Каспийского моря, мы встречаем в основании апта осадки фациально тождественные и одновозрастные с теми песками, которые были отмечены в разрезах Май-кудука и Кок-булака.

На куполах междуречья Уила и Сагиза над конгломератами, галечниками, гравелитами или песками, прослеживающимися в основании апта, залегает однообразная толща черных или темно-серых глин с присыпками алевроитов на плоскостях напластования. Среди глин на разных стратиграфических уровнях прослеживается несколько горизонтов плоских эллипсоидальных септариевых стяжений сидерита и присутствуют тонкие и тончайшие прослойки серых кварцево-слюдистых или зеленовато-серых кварцево-глауконитовых тонкозернистых песков и песчаников. Фауна в глинах апта встречается изредка и находки ее в основном приурочены к септариевым стяжениям сидерита.

На куполах Самай и Тамдыкуль, расположенных на левобережье р. Уил, ниже устья р. Аще-Уил, в первом от подошвы апта линзовидном горизонте септариевых конкреций, Н. Е. Кравченко в 1949 г. обнаружи-

ла многочисленных мелких пелелипод и гастропод: *Astarte cf. subcostata* Orb., *A. kasachstanica* Nikitina, *Corbula striatula* Sow., близкая к *C. striatula* var. *sagisensis* Nikitina, *Cirsocerithium cf. dossorum* Nikitina, *Actaeon* sp. и *Nuculana* sp. (определения М. И. Соколова). Этот комплекс фауны типичен для средней части нижнего апта промышленного района Южной Эмбы — для эмбенского горизонта (Никитина, 1948).

Таким образом, в бассейне р. Уил иногда (на куполах Самай и Тамдыкуль) разрезы апта включают нижние его горизонты и представлены целиком глинами с септариевыми конкрециями. Местами (на куполах Кок-булак и Май-кудук) нижние горизонты апта выпадают, и его разрез начинается пачкой песков с фауной верхов нижнего и низов верхнего апта. Поэтому эти пески не могут быть сопоставлены с базальным конгломератом разрезов первого типа, а должны соответствовать какой-то части разреза глин, залегающих над нижним горизонтом септариевых конкреций с фауной нижнего апта.

Пространственное размещение разрезов апта, в основании которых располагается упомянутая пачка песков, показывает, что ее появление не связано с близостью мезозойского «Хобдинского вала», а обусловлено более быстрым ростом отдельных структур в бассейнах рек Аше-Уил и Кайнар при общем постепенном выклинивании нижних горизонтов апта в северо-восточном направлении. Ю. П. Никитина (1948), детально изучавшая разрез нижнего мела в промышленном районе Южной Эмбы отмечает разновозрастность подошвенных слоев апта. По ее данным, полный разрез нижнего апта наблюдается только в центральной части этого района — на куполах Доссор, Макат, Сагиз и Тюлегень. Восточнее, на куполах Испулай и Алтыкуль из разрезов апта уже выпадают подэмбенские слои, а на куполе Иман-кара — эмбенский горизонт. Его наиболее восточные выходы были обнаружены в бассейне р. Уил на куполах Самай и Тамдыкуль. Следовательно, темно-серые и черные глины апта в северо-восточной части Прикаспийской синеклизы главным образом относятся к верхнему апту и только в юго-западных, наиболее полных разрезах их нижние горизонты могут принадлежать верхам нижнего апта.

Заканчивая характеристику отложений апта, подчеркнем, что в пределах восточной части Хобдинской зоны они в основном представлены фациально однообразным комплексом темно-серых и черных глин. Отложения апта Хобдинской зоны не отличаются от одновозрастных с ними отложений, развитых на смежных площадях. Даже порядок мощностей этих отложений на ее куполах такой же, как на смежных территориях. Если на куполе Чингис Хобдинской зоны мощность апта достигает 78,5 м (в скв. № 2), то на куполах междуречья Сагиза и Уила она не превышает 70 м, а на куполах бассейна р. Большая Хобда — 60 м.

Альбский ярус

В восточной части Хобдинской зоны, равно как и во всей северо-восточной части Прикаспийской синеклизы, отложения альба по литологическим признакам достаточно четко подразделяются на две свиты: нижнюю, отвечающую нижнему и среднему альбу, и верхнюю, соответствующую верхнему альбу (Вахрамеев, 1952).

Нижняя свита альба. На куполах Чингис и Байтас в основании нижней свиты альба наблюдается мелкая, хорошо окатанная галька кварца и окатанные песчанистые светло-серые и черные желваки фосфорита. Выше залегают темно-серые, почти черные плотные глины с тонкими

прослойками светло-серых тонкозернистых глинистых песков или алевроитов. Они похожи на глины апта, но бескарбонатны и не содержат в кернах обломков тонкостворчатых раковин. Кверху окраска глин постепенно светлеет, они становятся коричневатыми и более песчанистыми, причем количество и мощность прослоев песков и алевроитов увеличивается, а в поверхностной зоне появляются тонкие плиточки и конкреции железистого песчаника (фиг. 24).

К востоку от р. Киил, на куполе Майлисай, к нижней свите альба относятся темные, кверху светлеющие серые и пепельно-серые песчанистые глины с тонкими и тончайшими прослойками алевроитов, мелкозернистых песков, а также с невыдержанными маломощными прослоями серых ожелезненных песчаников, количество которых возрастает вверх по разрезу. Из этих глин Г. В. Маймескул и Р. М. Ибрагимовой был определен комплекс фораминифер: *Reophax guttifer* (Brady), *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Verneuilina* cf. *polystropha* (Reuss), *Gaudryina gradata* Berth., *Lenticulina planiuscula* (Reuss), характерный для отложений нижнего и среднего альба.

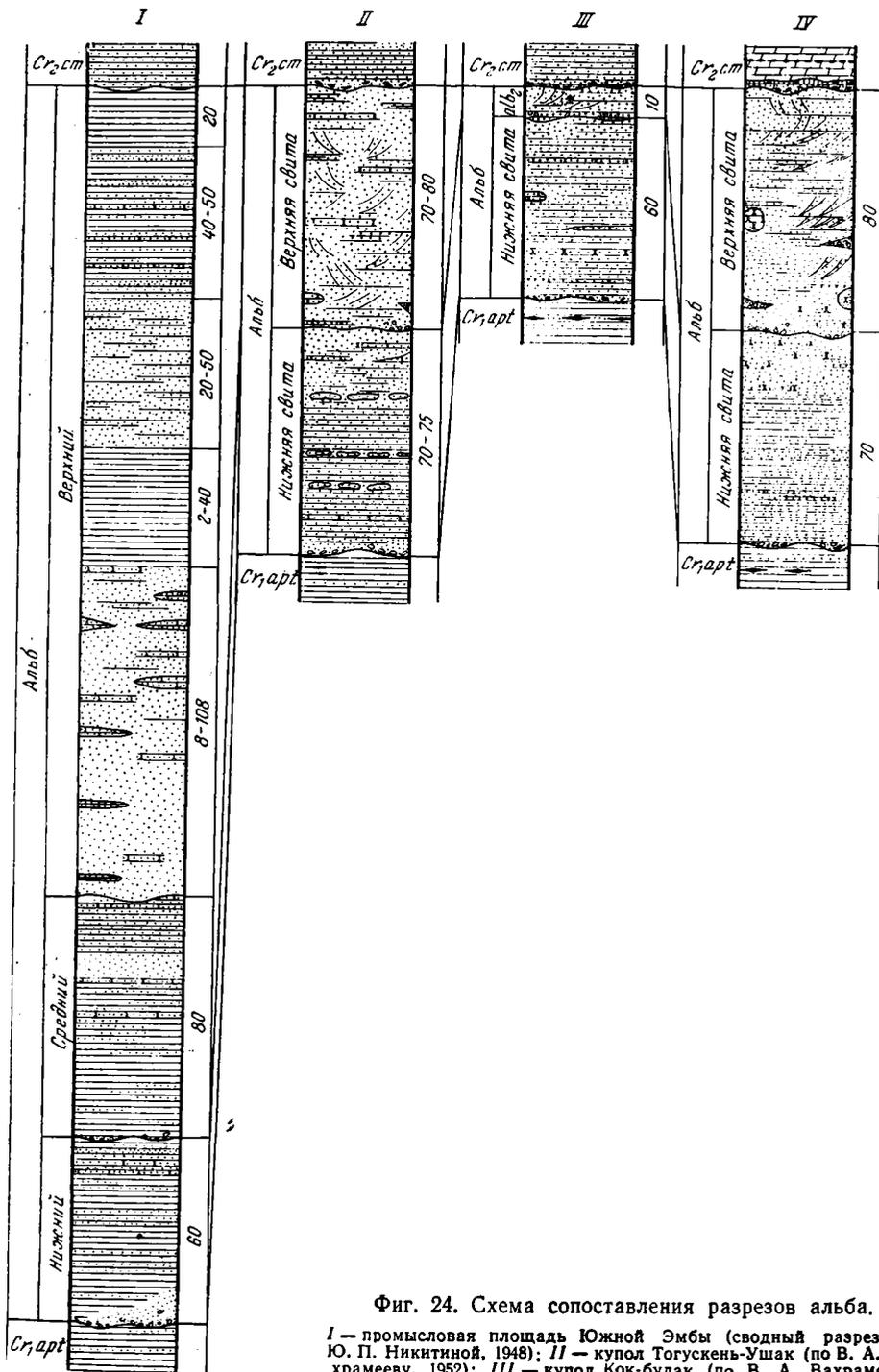
Над глинами и алевроитами на куполе Майлисай скважинами были вскрыты светло-серые пески с примесью каолинового материала, с подчиненными прослоями темно-серых глин и включениями обуглившихся растительных остатков. По-видимому, эти пески следует сопоставлять с песками верхней подсвиты нижней свиты альба, четко выделяющимися на площадях, расположенных к юго-востоку, востоку и северо-востоку от Хобдинской зоны (Вахрамеев, 1952; Яншин, 1943).

Мощность отложений нижней свиты альба на соляных куполах восточной части Хобдинской зоны непостоянна — на куполе Майлисай она достигает 170 м (скв. № 114), на куполах Чингис и Байгас не превышает 70 м, а на куполе Бегалы — 30—45 м. Мощность песков ее верхней подсвиты на куполе Майлисай не превышает 15—20 м.

На большинстве куполов восточной части Хобдинской зоны эти пески не прослеживаются, но следует отметить, что и южнее, на куполах западной части междуречья Уила и Сагиза (к западу от меридиана ст. Сагиз железной дороги Қандагач — Гурьев), верхняя часть разреза отложений нижней свиты альба представлена исключительно глинами. Только лишь в восточной части этого междуречья (к востоку от меридиана ст. Сагиз) отложения нижней свиты альба уже подразделяются на две подсвиты: нижнюю, глинистую, и верхнюю, песчаную.

В западной части междуречья Уила и Сагиза отложения нижней свиты альба представлены исключительно морскими осадками. В восточной же части этого междуречья нижняя подсвита образована переслаивающимися мелководными морскими и континентальными осадками, а верхняя — почти повсеместно континентальными отложениями.

В западной части междуречья Уила и Сагиза среди глин нижней свиты альба на разных уровнях встречаются караваеобразные конкреции песчаников с морской фауной. В 1949 г. Н. Е. Кравченко в горизонте конкреций, проходящем в нижней части свиты, на куполе Мукур нашла *Nucula* aff. *pectinata* Sow. и *Cleoniceras* (?) sp. nov. — фауну верхов нижнего и низов среднего альба. В таких же конкрециях в средней части свиты на куполе Тамдыкуль у развалин Бес-сары ею же были обнаружены *Desmoceras* aff. *bicurvatooides* Sinz., *Cucullaea glabra* Park. и *Nuculana angulostriata* Sok. et Bod. var. *albensis* Nikitina. По мнению М. И. Соколова, первая из названных выше форм определяет несомненный нижнеальбский возраст песчаников. Восточнее, на куполе Кус-мурун, в горизонте конкреций, проходящем



Фиг. 24. Схема сопоставления разрезов альба.

I — промышленная площадь Южной Эмбы (сводный разрез по Ю. П. Никитиной, 1948); *II* — купол Тогускень-Ушак (по В. А. Вахрамееву, 1952); *III* — купол Кок-булак (по В. А. Вахрамееву, 1952); *IV* — Хобдинская зона, купол Чингис (по В. С. Журавлеву, 1947). Условные обозначения см. фиг. 17

в 30 м ниже кровли нижней свиты альба, она обнаружила нижнеальбского *Hoplites (Anahoplites) cf. intermedius* Nik., а в горизонте, проходящем в 3,5 м от ее кровли,—среднеальбского *Arcthoplites ex. gr. jachromensis* Nik.

В восточной части междуречья Уила и Сагиза в отложениях нижней подсвиты продолжает встречаться фауна, которая была найдена в бассейне р. Аще-Уил в 1949 г. Л. Б. Аристарховой на куполах Кок-булак, Май-кудук и Орта-Жарлы. В частности, на куполе Кок-булак, в глауконитовых песках (0,3 м) со стяжениями фосфорита, залегающих в основании альба, были найдены аммониты. Последние, по мнению Н. П. Луппова, вероятно, являются представителями нового рода, генетически связанного с родами *Saynella* (апт) и *Cleoniceras* (нижний и средний альб). Наряду с ними были найдены *Nuculana angulatostrata* Sok. et Bod. var. *albensis* Nikitina, встречающиеся в нижнем и среднем альбе промыслового района Южной Эмбы, и *Astrata* sp. В 13—15 м над этими песками С. В. Шумилиным (1934) ранее были найдены отпечатки руководящей формы верхней зоны нижнего альба — *Leymeriella tardefurcata* Leum.

В отдельных прослоях глин нижней подсвиты нижней свиты альба отмечается косая слоистость. Зачастую на плоскостях напластования глин встречается растительный детритус и отпечатки флоры. Наконец, в глинах присутствуют обломки окаменевшей древесины, линзовидные прослойки саж, углистых глин и даже пропластки глинистого бурого угля (на куполах Кок-булак и Эбейты).

Верхняя, меньшая по мощности подсвита нижней свиты альба в восточной части междуречья Уила и Сагиза представлена белыми мелко- и тонкозернистыми песками и алевритами, содержащими значительную примесь мучнистого каолинового материала, растительный детритус, сажистые примазки, линзовидные прослойки бурого угля и линзы глиняной гальки. Для них характерна косая слоистость аллювиального типа и почти полное отсутствие морской фауны. Только по оврагу Ток-сай, на куполе Шубар-жилан, среди песков в ожелезненном конгломерате Л. Б. Аристарховой в 1949 г. был найден *Arcthoplites ex. gr. jachromensis* Nik.

Среди континентальных отложений нижней свиты альба, преимущественно в ее верхней подсвите, встречаются обломки окаменелых стволов *Tempusya rossica* Kidston et Gwynne-Vaughan, которые, по мнению В. А. Вахрамеева (1952), могут служить руководящим ископаемым для континентальных образований нижнего и среднего альба.

Мощность нижней свиты альба на соляных куполах междуречья Уила и Сагиза не превышает 60—70 м, причем мощность ее верхней подсвиты не превышает 20 м (на куполе Кок-булак она равна 10 м, на куполе Эбейты — 15—17 м). На некоторых куполах мощность нижней свиты альба резко сокращена в результате интенсивного размыва перед накоплением осадков верхнего альба (на куполе Бас-Жарлы она не превышает 14 м).

К северу от междуречья Уила и Сагиза, в восточной части Хобдинской зоны, в отложениях нижней свиты альба фауна не обнаружена, но по литологическому облику и наличию микрофауны (в глинах нижней подсвиты этой свиты на куполе Майлисай) они несомненно являются морскими осадками (верхняя подсвита этой свиты на куполе Майлисай имеет, по-видимому, континентальное происхождение).

На восточной периферии Хобдинской зоны по левому притоку р. Большая Ходба — ручья Куагаш на одноименном куполе в 1957 г. А. Е. Шлезингер в темно-серых глинах нижней свиты альба, содержащих прослой конкреций песчаников, обнаружил среднеальбских аммо-

нитов *Sonnerata* ex. gr. *dutempleana* Orb. (определение В. В. Друщица).

Несколько севернее, по правобережью р. Большая Хобда ниже пос. Новоалексеевка (Хобда) в глинах нижней свиты альба он же встретил прослой глауконитового песчаника, содержащий желваки фосфоритов, куски обуглившейся древесины и скопления раковин средне-альбских аммонитов *Anahoplites sinzowi* Spath. (определение В. В. Друщица).

Непосредственно к востоку от Хобдинской зоны, на междуречье Уила, Сары- и Кара-Хобды отложения нижней свиты альба уже четко подразделяются на две подсвиты. Отложения нижней подсвиты здесь представлены толщей серых и темно-серых песчанистых глин, ритмично чередующихся с более светлыми прослоями алевроитов и, реже, песков. В этой толще прослеживаются многочисленные тонкие плиточки, а в ее верхних горизонтах — прослой и конкреции железистого песчаника. В верхней части нижней подсвиты нижней свиты альба в 1950 г. Л. Б. Аристархова в низовьях правого притока р. Уил — р. Ашикумды, на куполе Жилтырь-мола, по правобережью р. Сары-Хобда, близ пос. Лохвицкий обнаружила среднеальбских аммонитов *Archhoplites* ex gr. *jachromensis* Nik. Еще ранее те же аммониты были найдены в глинах альба на куполе Джаксымай (Храмов, 1934).

Крайний северо-восточный пункт находки ископаемой фауны расположен по левому притоку р. Илек — р. Тамды, близ пос. Кзыл-ту. Здесь в 1957 г. А. Е. Шлезингер на поверхности темно-серых глин нижней свиты альба обнаружил несколько обломков аммонитов плохой сохранности, которые, по мнению В. В. Друщица, скорее всего, принадлежат к роду *Sonneratia* sp., распространенному в среднем альбе.

Мощность нижней подсвиты нижней свиты альба на соляных куполах междуречья Сары-Хобды, Кара-Хобды и Уила не превышает 35 м, но в восточных разрезах сокращается до 10 м (по р. Кара-Хобде, на куполе Новосергиевский). Мощность ее верхней подсвиты, напротив, возрастает к востоку и достигает 20—25 м. При этом суммарная мощность нижней свиты альба по сравнению с разрезами Хобдинской зоны заметно сокращена и не превышает 30—40 м.

К северу от Хобдинской зоны, в верховьях р. Утвы и в низовьях рек Большой и Малой Хобды, по данным П. Л. Безрукова (1936₂) и Г. П. Леонова, глины апта постепенно сменяются более светлыми глинами альба, которые вверх по разрезу приобретают все более правильную тонкую слоистость и чаще переслаиваются с серыми и желтовато-серыми глинистыми мелкозернистыми песками. По контактам песков с глинами наблюдаются прослой железистого песчаника или ряды лимонитовых, иногда пустотелых конкреций. В верхних горизонтах нижней, глинистой части альба прослеживаются прослой тонкоплитчатого железистого песчаника и местами, в частности, в среднем течении р. Ишкырган, появляются светло-серые и белые каолинистые мелкозернистые пески с прослойками светло-серых слюдястых глин, тонкими караваями железистых песчаников и округлыми конкрециями известковых песчаников.

В этих отложениях, отвечающих нижней свите альба, только в низовьях р. Большая Хобда встречаются мелкие обрывки растений и отпечатки ближе неопределимых пеллеципод. Однако несколько западнее, на соляных куполах междуречья Утвы и Илека, в серых глинах альба, связанных с глинами апта постепенными переходами, встречаются крупные мергелистые конкреции с *Hoplites* ex gr. *dentatus* Sow. Выше эти глины переслаиваются с глинистыми, часто глауконитовыми песками и содержат многочисленные мелкие железистые конкреции с *Hoplites*

ex gr. *dentatus* Sow., *H. auritus* Sow., *H. raulinianus* Orb., *Anahoplites splendens* Sow., *Nucula pectinata* Sow., *Inoceramus* aff. *striatus* Mant. и *Aucellina pavlovi* D. Sok. (А. Л. Яншин, 1943). Находки *Hoplites* ex gr. *dentatus* Sow. указывают на присутствие в составе глинистой толщи отложений, соответствующих верхней зоне среднего альба. Учитывая наличие постепенных переходов между отложениями апта и альба, можно допустить, что в разрезах междуречья Утвы и Илека нижнему альбу отвечает нижняя часть разреза упомянутых серых глин.

Мощность нижней свиты альба в разрезах, расположенных севернее Хобдинской зоны, точно не определена. Западнее р. Большая Хобда она, по-видимому, достигает 50—60 м, а к востоку от этой реки колеблется в пределах 30—40 м, но местами сокращена до 5—6 м.

Заканчивая рассмотрение нижней свиты альба, отметим, что сопоставление ее отложений, развитых в восточной части Хобдинской зоны и на окружающих ее площадях, показывает отсутствие убедительных доводов для выделения в пределах этой зоны гипотетического поднятия, влиявшего на распределение фаций и мощностей осадков нижнего и среднего альба. Напротив, наличие Хобдинской зоны вовсе не нарушает наметившуюся закономерность постепенной смены в северо-восточном направлении морских отложений нижнего и среднего альба менее мощными, по преимуществу континентальными осадками (Вахрамеев, 1952).

Верхняя свита альба. Отложения верхней свиты альба в восточной части Хобдинской зоны, как и во всей северо-восточной части Прикаспийской синеклизы, представлены относительно однообразной толщиной светло-серых кварцево-слюдистых мелко- и среднезернистых, иногда грубозернистых песков, обычно окрашенных окислами железа в желтоватые тона различных оттенков (см. фиг. 24). Ожелезнение иногда четко подчеркивает крутопадающую косую слоистость аллювиального или поточного типа. Характерный муаровый рисунок ожелезнения слегка маскирует косую слоистость, которая все же остается заметной. В подошве песков почти повсеместно залегает интенсивно ожелезненный буровато-коричневый жеодистый разнозернистый песчаник с гравием и галькой кварца и кремня, реже — с крупной галькой глин. Из-за многочисленных жеод он имеет большое количество пустот. В практике геологов-съемщиков он получил название пустотелого или негативного конгломерата. Мощность его непостоянна и обычно варьирует от 2—3 до 20—30 см. Выше, среди песков прослеживаются невыдержанные прослойки такого же песчаника, линзовидные прослои серых песчаных глин и глиняных катунов — своеобразного глиняного конгломерата, в котором отдельные, слабо окатанные гальки и щебенка светлых желтовато-зеленых глин скреплены песчанисто-железистой ржаво-желтой или ржаво-бурой массой. В песках нередко содержатся мелкие округлые и гроздьевидные конкреции песчаника, обладающего глобулярной текстурой, близкой к текстуре песчаника Фонтенебло департамента Сены и Марны Франции (Сауеух, 1929). Реже встречаются крупные (до 3—4 м в поперечнике) округлые эпигенетические конкреции очень плотного грязно-зеленоватого тонкозернистого песчаника или алеволита, содержащего мелкие рассеянные углистые включения.

Мощность отложений верхней свиты альба на соляных куполах восточной части Хобдинской зоны сильно варьирует. На куполах Чингис и Байтас их мощность достигает 80 м и является наибольшей из установленных мощностей песков верхней свиты альба в восточной части Прикаспийской синеклизы. На куполе Майлисай она сокращена до 45 м. Между тем к югу от Хобдинской зоны (на куполах междуречья Сагиза

и Уила), к востоку от нее (на куполах междуречья Сары-Хобды, Кара-Хобды и Уила), а также к северу от нее (на куполах бассейна р. Большая Хобда) она не превышает 35 м (Яншин, 1943; Вахрамеев, 1952). Уже по одному этому нет никаких оснований считать, что в верхнеальбское время Хобдинская зона была приподнятой относительно окружающих ее площадей.

В промысловом районе Южной Эмбы, на куполах Искине и Иманкара, в песках верхнего альба присутствует морская фауна (Никитина, 1948). На восточной периферии Прикаспийской синеклизы только в трех разрезах: по р. Жарык (бассейн р. Илек), р. Кульденен-Темир (бассейн р. Темир) и р. Кокпекты (бассейн р. Эмбы), в прослоях глин, залегающих среди этих песков, встречаются отпечатки ископаемой флоры, представленные преимущественно отпечатками листьев платанов (Вахрамеев, 1952). Во всех остальных разрезах эти пески оставались немymi, и возраст их определялся условно, по стратиграфическому положению и выдержанному литологическому облику.

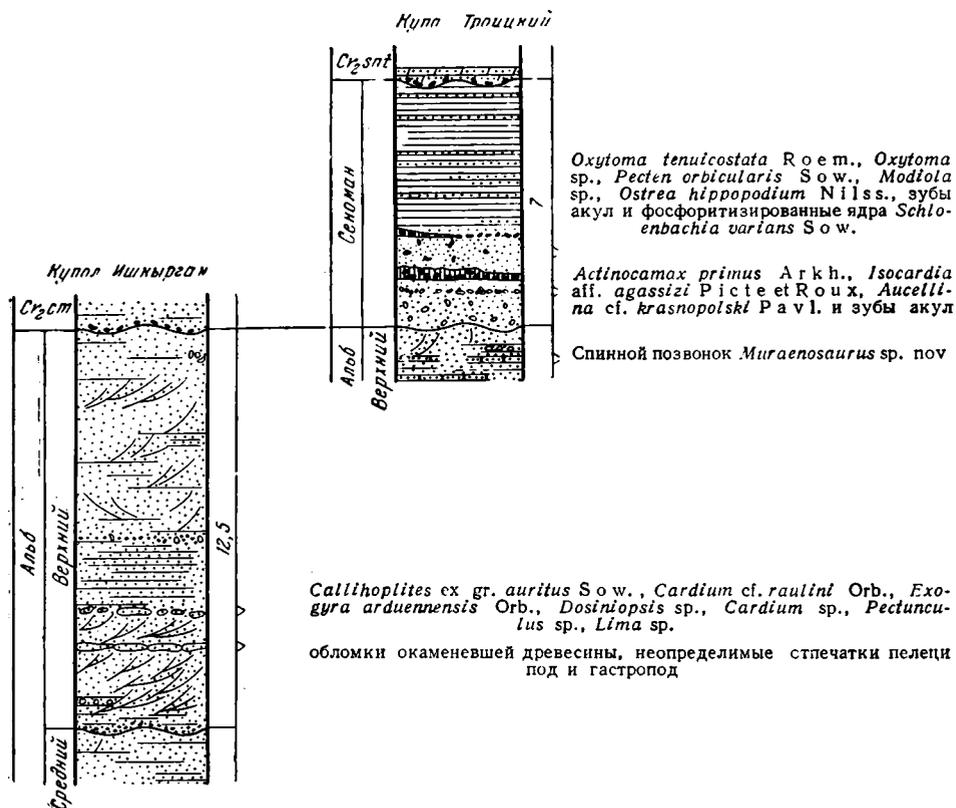
В 1953 г. при маршрутных исследованиях в северо-восточной части Прикаспийской синеклизы в двух разрезах среди песков верхнего альба нам удалось обнаружить прослой песчаников с морской фауной (Журавлев, 1957). К северу от Хобдинской зоны, по правобережью р. Ишкырган, на одноименном куполе, в 3 м от подошвы косослоистых ожелезненных песков верхней свиты альба наблюдается невыдержанный горизонт караваев бурого железистого разнозернистого песчаника с отпечатками обломков древесины и неопределимыми отпечатками пелеципод и гастропод. В 4 м от подошвы верхней свиты альба проходит горизонт ожелезненных разнозернистых песков с мелкими, плоскими или округлыми, концентрически скорлуповатыми, иногда пустотелыми железистыми конкрециями (до 4 см в поперечнике). В нем встречаются небольшие караваи бурого железистого разнозернистого песчаника с отпечатками древесины и раковин моллюсков *Cardium* cf. *raulini* O r b., *Exogyra arduennensis* O r b., *Pectunculus* sp., *Dosiniopsis* sp., *Cardium* sp., *Lima* sp. По заключению Т. А. Мордвилко, определявшей фауну, две первые из названных форм известны из альба Западной Европы, причем *Cardium raulini* O r b. встречается также в среднем и верхнем альбе Мангышлака, а *Exogyra arduennensis* O r b. в верхнем альбе Мангышлака. В 1957 г. Н. П. Салтыкова и А. Е. Шлезингер в том же горизонте песчаника обнаружили обломок аммонита, по мнению В. В. Друщица, принадлежащего верхнеальбскому виду *Callihoplites* ex gr. *auritus* S o w. (фиг. 25).

Верхняя часть песков верхнего альба более четко видна по левобережью левого притока р. Ишкырган — балки Ак-булак. В сводовой части купола Троицкий под кварцево-глауконитовыми песками основания сеномана залегают серовато-желтые ожелезненные среднезернистые пески верхнего альба. В отдельных прослоях и линзах они грубозернистые, косослоистые и содержат гальку глин, покрытую железистой корочкой. Эти гальки часто цементируются в железистые конгломераты, переходящие по простиранию в ожелезненные бурые песчаники. В последних, в 0,8 м от кровли песков, встречаются ближе неопределимые отпечатки пелеципод, а в конгломератах был найден спинной позвонок *Murenosaurus* sp. nov., по форме промежуточного между типичными муренозавами верхов верхней юры и эласмозавами верхов верхнего мела (определение В. В. Меннера).

К северу от р. Ишкырган, по правобережью р. Илек, в бассейне р. Большой Песчанки обычные для верхнего альба косослоистые железистые пески замещаются тонкими слюдистыми песками и алевроитами с горизонтальными прослоями серых глин и железистых песчаников,

в которых встречаются отпечатки неопределимых иноцерамов (устное сообщение А. Л. Яншина).

К настоящему времени данные о наличии прослоев с морской фауной среди песков верхнего альба имеются не только для территории, простирающейся к северу от Хобдинской зоны. По восточной периферии последней, по правобережью впадины Кельте-сай, на куполе Байжан-мола в 1958 г. А. Е. Шлезингер в фосфоритовой плите основания турона



Фиг. 25. Разрезы верхнего альба и сеномана в бассейне р. Ишкырган
Условные обозначения см. рис. 17.

нашел фосфоритизированное ядро верхнеальбского аммонита *Anahoplites* cf. *michalsky* Sem. (определение В. В. Друшица).

Южнее, на левобережье р. Уил, по правому борту впадины Кара-бас, среди песков верхней свиты альба, в слабо сцементированном прослое бурого ожелезненного песчаника он же обнаружил многочисленные плохо сохранившиеся и неопределимые раковины пелеципод. В залегающей выше плите жеоидного конгломерата, а также в прослоях жеоидного конгломерата близлежащих обнажений были найдены зубы акул: *Scapanorhynchus* cf. *gigas* Woodw., *Scapanorhynchus raphiodon* Ag. var. *tennis* Davis, *Lamna* cf. *appendiculata* Ag. (определения М. И. Соколова).

Теперь уже не остается сомнений в том, что в верхнеальбское время воды нижнемелового моря в пределах Прикаспийской синеклизы распространялись далеко на север и, эпизодически, на отдельных

участках подтапливали аллювиальные равнины, простиравшиеся вплоть до южных отрогов Урала.

Появление маломощных прослоев с морской фауной среди континентальных осадков верхнего альба не сопровождается увеличением их мощности. Напротив, если в разрезах по р. Ишкырган и балке Акбулак их мощность не превышает 15—20 м, то южнее, в разрезах восточной части Хобдинской зоны, где отложения верхнего альба представлены песками исключительно континентального происхождения, она достигает 80 м. Наиболее вероятно, что конфигурация береговой линии в моменты максимального проникновения к востоку верхнеальбского моря зависела не столько от тектонических движений тех или иных площадей, сколько от скорости накопления в различных участках терригенного материала, в частности, от интенсивности роста речных дельт.

Заканчивая описание нижнемеловых отложений, отметим, что в течение всего нижнего мела влияние гипотетического мезозойского «Хобдинского вала» на характер осадконакопления не ощущалось. Напротив, наблюдается последовательная смена фаций (от морских к континентальным) и заметное сокращение мощностей осадков каждого яруса нижнего мела от промыслового района Южной Эмбы на восток и северо-восток, к области сноса обломочного материала — Уралу.

ВЕРХНИЙ МЕЛ

Отложения верхнего мела на междуречье Урала и Илека лишь частично сохранились от размыва. По правобережью р. Илек они встречаются только в осевых частях мульд. К востоку от линии, проходящей от верховий р. Илек к низовьям р. Темир, на значительных площадях они залегают практически горизонтально. На юг и юго-запад от р. Илек и на запад от р. Темир, в бассейнах рек Большая Хобда, Уил и Сагиз они широко распространены и обычно выполняют различного рода тектонические депрессии между соляными куполами, на которых обнажаются более древние горизонты мезозоя.

В отличие от нижнемеловых отложения верхнего мела представлены почти исключительно морскими осадками. Однако намечившиеся для отложений нижнего мела закономерности в распределении мощностей и фаций сохраняются. К востоку и северо-востоку от низовьев рек Сагиза и Эмбы мощности всех ярусов верхнего мела уменьшаются и морские отложения становятся более мелководными.

Сеноманский ярус

Разрез верхнего мела Хобдинской зоны начинается осадками сеномана, которые прослеживаются на многих ее соляных куполах и, несомненно, присутствуют в ее межкупольных пространствах, но нацело размывты на куполах Чингис, Байтас, Ботакос и Орындыкты.

Наиболее полный разрез отложений сеномана был вскрыт скважинами на куполе Майлисай. Нижнюю часть его слагают зеленовато-серые, реже желтые пески (до 25 м), кварцевые, слюдястые, мелкозернистые, иногда глауконитовые и зачастую ожелезненные, а верхнюю — пепельно-серые и темно-серые слонстые глины (до 20—25 м). В верхних горизонтах глин наблюдаются рассеянные серые желваки фосфорита. А. С. Посадская из этих глин определила комплекс фораминифер: *Anomalina cenomanica* (Brotz.), *Globigerina cf. infracretacea* Glaes sp., *Marginulina jonesi* Reuss, *Spiroloculina* ex gr. *rotulata* Lam., харак-

терный для сеноманского яруса. Характерно, что эти глины сохранились от размыва лишь на глубоко погруженных участках крыльев соляных куполов и в межкупольных депрессиях.

К северо-востоку от Майлисае, в разрезах по балке Кзыл-жар-сай, на одноименном с ней куполе, над косослоистыми песками верхней свиты альба залегают желтые кварцевые среднезернистые пески (до 4 м) с прослоями ожелезненных бурых крупнозернистых и гравийных песчаников. В песчаниках встречаются отпечатки и ядра пелеципод и гастропод: *Inoceramus cripsi* M a n t., *Dreissensia lanceolata* S o w., *Astarte* aff. *elongata* O r b., *Pecten* cf. *puzosianus* M a n t., *Turbo placidus* H o f m., *Trochus kutorgae* H o f m. Выше залегают серые глинистые пески с прослоями зеленовато-серых глин, а затем — бурые ожелезненные кварцевые пески и песчаники с отпечатками ближе неопределимых иноцерамов.

Наконец, в кровле сеномана прослеживаются светло-серые кварцевые крупнозернистые и гравийные пески (до 3,5 м) с линзовидными прослоями гравийных песчаников. В песках и песчаниках встречаются *Exogyra conica* S o w., *Ostrea semiplana* S o w., *Inoceramus orbicularis* M ü n s t., позвонки рыб и зубы акул. Судя по фауне, все эти пески и песчаники (до 10 м) относятся к нижней зоне сеномана — зоне *Pecten asper*, а осадки его средней зоны — зоны *Schloenbachia varians* (к которой, по-видимому, принадлежат глины разреза на куполе Майлисае) размывты здесь полностью.

Мощность отложений сеномана на соляных куполах восточной части Хобдинской зоны сильно варьирует: на Майлисае она достигает 50 м, но обычно колеблется в пределах 15—20 м.

К югу от Хобдинской зоны, в бассейне рек Уил и Аще-Уил, на крыльях соляных куполов в основании отложений сеномана обычно залегают грубые гравийные пески с редкими грубопесчанистыми желваками фосфорита. По простиранию они иногда замещаются рыхлыми ожелезненными конгломератами с мелкой галькой кварца.

Над ними прослеживается пачка кварцевых или кварцево-глауконитовых разнозернистых песков и песчаников (до 5 м) с частыми пропластками глин.

Выше залегают пачка глин (от 4 до 12 м) — зеленовато-серых в основании, а выше розоватых, переслаивающихся с многочисленными тонкими прослойками песков.

Их сменяют вверх по разрезу желтые и табачно-желтые ожелезненные и иногда диагонально слоистые пески (до 10 м), с невыдержанными прослоями и линзами плитчатых или конкреционных песчаников. В песчаниках встречаются *Exogyra conica* S o w., *Oxytoma pectinata* S o w., *O.* aff. *tenuicostata* (R o e m.), *Inoceramus* sp., *Pecten* sp. Наличие этой фауны позволяет допустить, что описанные выше отложения являются осадками зоны *Pecten asper*. Мощность ее на куполах бассейна р. Аще-Уил достигает 20 м.

Отложения зоны *Schloenbachia varians* представлены здесь чередованием песков и глин. В песчаниках, встречающихся среди рыжеватых ожелезненных песков, присутствуют *Schloenbachia coupei* B r o n g., *Inoceramus cripsi* M a n t., *I. striatus* M a n t. Суммарная мощность сеномана в бассейне рек Уил и Аще-Уил не превышает 30—35 м и только к югу от р. Аще-Уил, по ее левому притоку — р. Жарлы, увеличивается до 60 м.

Еще южнее, в бассейне верхнего течения р. Сагиз, в основании отложений сеномана прослеживается слой галечника, состоящего из мелкой, хорошо окатанной гальки кварца, кремня и обломков окаменевшей древесины. Галька содержится в светло-серых и зеленовато-серых

среднезернистых песках, иногда переходящих в рыхлые ожелезненные песчаники. Среди галечника встречаются линзы темно-серой и белой каолинизированной глины и линзовидные прослойки песков, не содержащих гальку. В его кровле, в зеленовато-желтых глауконитовых среднезернистых песках рассеяны желваки фосфорита, иногда образующие выдержанный горизонт (до 0,4 м). Мощность слоя галечника достигает 1,7 м на поднятии Левите купола Левите-Мунайлисай, но по простиранию он замещается грубыми гравийными песками с единичными желваками песчаных фосфоритов или тонкой прослойкой рыхлого ожелезненного конгломерата с мелкой галькой кварца и угловатой галькой глины.

Выше залегает пачка лиловато-серых и шоколадно-серых плотных пластичных тонкослоистых глин с тонкими прослойками пепельно-серых тонкозернистых песков и песчаников, а также с тончайшими плиточками ржаво-желтых глинистых песчаников. Мощность ее достигает 14,9 м на куполе Мурза-адыр.

Над ней прослеживается пачка желтовато-серых и зеленовато-желтых слюдистых мелко- и среднезернистых песков с одним или двумя горизонтами эллипсоидальных караваев (до 4 м в поперечнике и 0,7 м мощности) слоистого мелкозернистого песчаника. Близ устья р. Эбейты, на одноименном куполе, в 10 м от ее подошвы проходит горизонт крупных серых желваков фосфорита, который можно принять за границу между зонами *Pecten asper* и *Schloenbachia varians*.

Отпечатки створок *Pecten asper* Lam. в нижних горизонтах секномана найдены южнее, в разрезах ур. Кара-батыр по р. Эмбе (Трифонов, 1937; Колтыпин, 1951). В разрезах бассейна р. Сагиз их нет, но в песках и песчаниках, о которых говорилось выше, встречаются многочисленные *Exogyra conica* Sow., а также *Cucullaea* aff. *glabra* Park., *Inoceramus concentricus* Sow. (var. *angusta*?), *Oxytoma* aff. *tenuicostata* (Roem.), *Natica geinitzii* Orb., *Natica* sp., *Pecten* sp., *Turritella* sp., *Aporrhais* sp., *Dentalium* sp., *Schloenbachia* sp., *Placenticeras* sp., а в нижележащих глинах — единичные зубы акулы *Scapanorhynchus gigas* Woodw.

В наиболее полных разрезах мощность осадков зоны *Pecten asper* достигает 25 м, но обычно она меньше. Так, на куполе Эбейты она не превышает 18,2 м на поднятии Левите — 9,3 м, на куполе Токсанбай — 3 м.

Разрез отложений зоны *Schloenbachia varians* начинается пачкой табачно-желтых и зеленовато-серых глауконитовых слюдистых глинистых песков (рис. 26). Они содержат рассеянную гальку кварца и прослойки ожелезненных песчаников, переходящих по простиранию в конгломераты со слабо окатанной галькой кварца. На куполе Караул-кельды в верхней части этих песков найдены позвонки и кости плезиозавров *Polycotilus* sp. и *Portheus* sp., а в конгломератах — створки *Pectunculus* sp. Мощность первой пачки песков этой зоны достигает 20 м, но иногда ее осадки частично или полностью размыты.

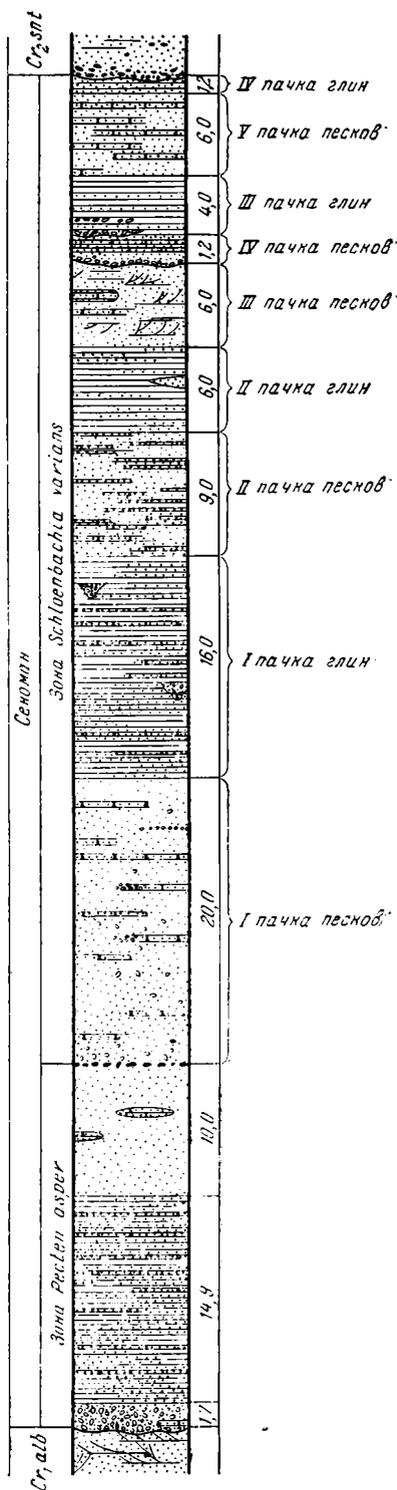
Над первой пачкой песков, а на поднятии Левите непосредственно над песками зоны *Pecten asper* прослеживается первая пачка глин. Ее слагают темно-серые и буровато-серые плотные глины с прослоями желтовато-серых мелкозернистых песков и редкими прослойками песчаников с неясными отпечатками фауны. Иногда глины ритмично чередуются с тонкими прослоями мелкозернистых песков и в них наблюдаются карманы размыва, заполненные глиняными катунами (в разрезах по р. Нугайты). Мощность глин этой пачки непостоянна — в разрезах по р. Нугайты на крыле купола Теке она достигает 16 м, но на поднятии Левите сокращается до 8 м.

Выше залегает вторая пачка песков табачно-желтых и желтовато-серых, слюдистых, тонкозернистых, с многочисленными, но невыдержанными прослойками темно-бурого песчаника, которые встречаются через каждые 0,2—0,3 м, но мощность их не превышает 5 см. Мощность песков этой пачки на куполе Караулкельды достигает 9 м, но на поднятии Левите сокращается до 3,5 м.

Над второй пачкой песков прослеживается вторая пачка глин. Ее слагают серые слюдистые тонкопесчанистые глины с невыдержанными прослоями и линзами желтовато-серых и бурых тонкозернистых, иногда косослоистых песков. Мощность глин на поднятии Левите колеблется от 4,2 до 6 м.

Выше залегает третья пачка песков табачно-желтых и желтовато-серых, слюдистых, тонкозернистых, иногда косослоистых, содержащих прослойки ржаво-серых песчаных глин и линзы темно-бурых тонкозернистых песчаников до 4 м в поперечнике и 1 м мощности. Местами пески пропитаны окислами железа, уплотнены и переходят по простираению в рыхлые бурые песчаники. В линзах песчаников встречается многочисленная фауна, среди которой, по сборам С. Н. Колтыпина (1951) и нашим, определены *Schloenbachia varians* Sow., *S. varians* Sow. var. *subtuberculata* Sharpe, *S. coupei* Brongn., *Placenticerus grossouvrei* Sem., *P. kharesmense* Lahus., *Inoceramus cripsi* Mant., *I. cripsi* Mant. var. *latus* Goldf., *Panopaea recta* Orb., *Cyprina* sp. и др. Мощность пачки песков на поднятии Левите достигает 6 м.

Над ней с размывом залегает четвертая пачка песков. В основании их на поднятии Левите встречается окатанная галька песчаников, а по правобережью р. Нугайты — зеленовато-желтые и ржаво-желтые грубые гравийные пески (до 0,3 м) с окатанной галькой коричневатобурых ожелезненных песчаников и многочисленными мелкими позвонками и зубами акул. Из этих песков В. В. Меннером определены зубы *Cestracion* cf. *rugosus* Woodw., *Synechodus* sp., *Corax falcatus* Ag., *Scapanorhynchus gigas* Woodw., *Lamna* cf. *appendiculata* Ag., *L. aff. arcuata* Woodw., тритор химеровой рыбы и *Scalpellum* sp. Выше прослеживаются зеленовато-желтые и зеленовато-серые



Фиг. 26. Сводный разрез отложений сеномана в бассейне верхнего течения р. Сагиз. Условные обозначения см. фиг. 17

кварцево-глауконитовые мелко- и тонкозернистые пески, в нижней части содержащие линзочки гравийных песков, а в верхней — переслаивающиеся примерно через каждые 0,3 м с тонкими (до 5 см) прослойками ржаво-бурых песчаников с отпечатками *Inoceramus* sp. Мощность пачки песков на поднятии Левите достигает 1,2 м, но иногда они частично или полностью размывы и на них или на отложениях третьей пачки песков залегают фосфоритовый слой основания сантона.

В более полных разрезах над четвертой пачкой песков прослеживается третья пачка глин. В основании ее залегают слой глиняной гальки, плоской, реже угловатой, местами сцементированной окислами железа в рыхлый конгломерат (до 0,3 м). Среди глиняного галечника встречаются тонкие линзочки темно-серого крупнозернистого полимиктового песчаника. Выше лежат темно-серые плотные каолинизированные глины с тонкими прослойками желтовато-серого тонкозернистого кварцево-слюдистого песка, причем они местами еще содержат невыдержанные линзочки глиняного галечника. Мощность этой пачки глин на поднятии Левите не превышает 4 м.

Выше залегают частично сохранившаяся от размыва пятая пачка песков желтовато-серых, тонкозернистых, переслаивающихся с тонкими (до 5 см) прослойками ржаво-бурых песчаников. Мощность этой пачки песков на поднятии Левите не превышает 6 м.

Наконец, в кровле сеномана иногда наблюдается четвертая пачка глин темно-серых, плотных, переслаивающихся с тонкими прослойками желтовато-серых мелкозернистых песков. Мощность ее на поднятии Левите не превышает 1,2 м.

Таким образом, отложения зоны *Schloenbachia varians* в бассейне р. Сагиз (выше устья р. Нугайты) представлены равномерным переслаиванием пачек песков и глин. В этих отложениях, помимо *Schloenbachia varians* Sow., встречены *S. varians* Sow. var. *subtuberculata* Sharpe, *S. coupei* Brong., *Placenticerus grossowrei* Sem., *Pl. kharesmense* L a h u s., *Inoceramus crispus* M a n t., *I. crispus* M a n t. var. *latus* Goldf., *Pecten orbicularis* Sow., *Oxytoma pectinata* Sow., *O. tenuicostata* (R o e m.), *Panopaea recta* O r b., *Venus jaba* Sow., *Cyprina* aff. *ligeriensis* O r b., *Cardium* aff. *alternans* Reuss, *Pectunculus* sp., *Cyprina* sp., *Thetis* sp., *Cithoraea* sp., *Lingula* sp., *Actinocamax* sp. (определения С. А. Доброва), а также кости плезиозавров, мелкие позвонки и зубы акул.

А. Д. Архангельский по сборам С. И. Миронова (1916) из отложений, относящихся к зоне *Schloenbachia varians*, определил многочисленных иноцерамов: *Inoceramus sagisiensis* A r k h., *In. tersakanensis* A r k h., *In. crispus* M a n t. var. *woodsii* A r k h., но описания этих новых видов не опубликовал. С. А. Добров из наших сборов 1949 г. определил *Inoceramus sagisiensis* sp. nov., *In. sagisiensis* var. *crebircostata* sp. et var. nova, *In. sagisiensis* var. *raricostata* sp. et var. nova, *In. concentricus* P a r k. var. nova, но также не дал описания этих форм.

Мощность отложений зон *Schloenbachia varians* в бассейне р. Сагиз достигает 60 м. Отложения верхнего сеномана — зоны *Acanthoceras rhotomagensis* — в бассейне этой реки, равно как и повсеместно в Прикаспийской синеклизе, отсутствуют. Следовательно, мощностно сеномана (двух нижних зон этого яруса) в наиболее полных разрезах составляет 75—85 м.

В восточном направлении, к верховьям р. Сагиз, мощность сеномана заметно сокращается и в его разрезе начинают преобладать пески. Так, в истоках р. Сагиз в основании отложений сеномана прослеживается пачка (до 7 м) желтовато-серых косослоистых кварцево-слюдистых мелкозернистых песков с тонкими выклинивающимися прослоями сизо-

вато-серых глин. В верхах ее проходит прослойка гравийных песков, над которой залегает песчанистый конгломерат со *Schloenbachia varians* Sow. Еще выше лежат серовато-желтые пески, заключающие мелкие линзы бурых ожелезненных песчаников с отпечатками пелеципод. Мощность сеномана не превышает 15—20 м, причем на его песках с разрывом залегает фосфоритовый слой основания сантона.

К востоку от верховьев р. Сагиз, в верховьях р. Эмбы и нижнем течении р. Темир, морские отложения сеномана размыты и фосфоритовый слой основания сантона ложится на пески верхней свиты альба.

В отличие от альба континентальные аналоги отложений сеномана в северо-восточной части Прикаспийской синеклизы почти неизвестны. Только далеко на восток от верховьев р. Сагиз, по впадающему справа в р. Эмбу оврагу Теректы-сай В. А. Вахрамеев (1952) обнаружил пачку (до 1,5—2 м) мелкозернистых песков и алевроитов, которые по стратиграфическому положению (над косослонистыми песками верхней свиты и под фосфоритовым слоем основания сантона), вероятно, являются осадками сеномана. В прослойках серых и зеленовато-серых глин, встречающихся в верхней части этой пачки, а так же среди ее алевроитов были найдены отпечатки широколиственных покрытосемянных, среди которых преобладают отпечатки листьев платанов, но в значительном количестве встречаются отпечатки *Sassafras Polevoii* (K r y s h t.), *Anacardites Neuburgae* V a c h r., *Dicotylophyllum Rostislavi* V a c h r., отсутствующие в верхнеальбской флоре р. Кульденен-Темир. Наряду с отпечатками листьев был обнаружен отпечаток переднего крыла сетчатокрылого насекомого *Embaneura vachrameevi* G. Z a l e s s k y nov. gen. et nov. sp. Основываясь на наличии многочисленных отпечатков листьев *Sassafras Polevoii* (K r y s h t.), широко известного из сеноманских отложений Сахалина, В. А. Вахрамеев отнес к сеноману эту пачку пород с отпечатками флоры.

К востоку от Хобдинской зоны, на междуречье Сары-Хобды, Кара-Хобды и Уила, а также в бассейне верховий р. Уил в подошве сеномана, срезая пески альба, залегает маломощный горизонт мелкого галечника, переходящий по простиранию в гравийный конгломерат, который, как и галечник, содержит крупные продолговатые желваки фосфорита.

Отложения сеномана здесь представлены зеленовато- и желтовато-серыми среднезернистыми песками, содержащими чешуйки светлой слюды и зерна глауконита. Преимущественно в их нижней части прослеживаются прослой розовато-серых тонкослонистых песчанистых глин. Среди песков встречаются прослой ожелезненных красно-бурых и вишнево-красных, иногда карбонатных песчаников, с многочисленными отпечатками фауны, а также горизонты небольших конкреций ожелезненного жеоидистого песчаника.

В нижней, песчано-глинистой части местных разрезов сеномана найдены *Placenticerus grossouvrei* Sem., *Inoceramus concentricus* Sow., *Turritella granulata* Sow., *Cucullaea glabra* Park., *Mittella* sp., а в верхней, преимущественно песчаной — *Schloenbachia varians* Sow., *S. varians* Sow. var. *intermedia* Mant., *S. varians* Sow. var. *subtuberculata* Sharpe, *S. coupei* Brong. var. *tuberculata* Mant., *S. coupei* Brong. var. *inflata* Mant., *Inoceramus crispus* Mant., *Oxytoma tenuisostata* (R o e m.). Наличие этой фауны позволяет допустить, что здесь присутствуют осадки двух нижних зон сеномана.

В бассейнах рек Щегерлы-кумды и Кинжалы мощность отложений сеномана достигает 40—50 м, в верховьях левого притока р. Большой Хобды — р. Тамды не превышает 22 м, но в верховьях Уила и Кара-Хобды сокращается до нескольких метров. На куполах Шубар-сай и Конгушак, расположенных на междуречье Уила и Темира, на размы-

той поверхности песков верхней свиты альба залегает уже непосредственно фосфоритовый слой основания сантона.

Таким образом, восточная граница выходов морских отложений сеномана проходит от истоков р. Сагиз (см. выше) к истокам р. Уил. Однако ее нельзя считать восточной границей распространения сеноманского моря, воды которого проникали еще далее на восток. Об этом свидетельствуют находки в фосфоритовом слое основания сантона перетолженных сеноманских губок *Coeloptychium* sp. и *Chimerites* sp. на р. Кульденен-Темир (Винокуров, 1930), а также аммонитов *Schloenbachia varians* Sow. в окрестностях станций Кандагач, Аккемир и Тамды (Тамман и Яншин, 1931). Следовательно, в бассейнах рек Темир и Илек морские отложения сеномана были размыты в предсантонское время.

К северу от Хобдинской зоны хорошие разрезы сеномана встречаются в бассейне левого притока р. Большая Хобда — р. Ишкырган. По ее левому притоку — р. Ак-булак, на куполе Троицкий, над песками верхней свиты альба залегают зеленовато-серые, слегка желтоватые из-за слабого ожелезнения, плотные, слабо глинистые мелкозернистые пески (до 1,3 м). Они содержат рассеянную гальку кварца до 0,5 см в поперечнике, которая в 1 м от подошвы сеномана образует небольшие линзовидные прослойки. В последних встречаются окатанные коричнево-бурые желваки фосфорита, фосфоритизированные ядра пелеципод, зубы акул, ростры *Actinocamax primus* Arkh., створки *Isocardia* aff. *agassizi* Pictet et Roux, *Aucellina* cf. *krasnowolski* Pavl., обломки призматического слоя иноцерамов и окаменелой древесины.

Над песками залегает песчанистая фосфоритовая плита (до 0,45 м), заключающая разные по величине желваки фосфоритов, сгруженные в ее подошве, фосфоритизированные ядра пелеципод и обломки окаменелой древесины. В ее подошве заметны фосфоритизированные слепки ходов илоядных.

Выше прослеживается слой песков (до 1,05 м), подобных пескам основания местного разреза. В них встречаются банки тонкостворчатых *Oxytoma tenuicostata* (Roem.), *Oxytoma* sp., *Pecten orbicularis* Sow., *Modiola* sp., а также многочисленные створки *Ostrea hippopodium* Nils. и единичные зубы акул. В песках рассеяны желвачки фосфоритов и фосфоритизированные ядра *Schloenbachia varians* Sow. В кровле их проходит выдержанный горизонт желваков фосфорита, иногда спаянных в плиту (до 0,07 м).

Верхняя часть сеномана представлена пепельно-серыми листоватыми глинами с тончайшими прослойками ржаво-желтых железистых корочек. Мощность этих глин не превышает 4 м и над ними непосредственно залегает фосфоритовый слой основания сантона. Суммарная мощность отложений сеномана здесь не превышает 7 м, причем они, по-видимому, представлены осадками обеих зон этого яруса.

Севернее, по правобережью р. Илек, ниже устья р. Большая Хобда и, в частности в бассейне р. Большой Песчанки, к отложениям сеномана относится маломощная фосфоритоносная серия осадков. В основании ее прослеживается слой мелкого фосфоритового галечника, над которым залегают кварцево-глауконитовые пески и песчаники, иногда заключающие прослой черных глин. В их кровле проходит горизонт желваков фосфорита, нередко сцементированных в плиту. Мощность отложений сеномана здесь варьирует от 0,9 до 4,8 м, причем в них присутствует фауна нижней и средней зон этого яруса. Фосфоритоносными песками представлены отложения сеномана в низовьях рек Большой и Малой Хобды, но мощность их не превышает 1,5—2,5 м. (Яншин, 1943).

Скважины, пробуренные на правом берегу р. Илек, ниже устья р. Большая Хобда, показали, что в синклиналих эти фосфоритонесущие пески замещаются светло-серыми, иногда зеленоватыми или голубоватыми, песчанистыми карбонатными глинами до 11 м мощности (по данным Г. В. Фоминой).

Заканчивая рассмотрение отложений сеномана, отметим, что они в промысловом районе Южной Эмбы прослеживаются на опущенных крыльях и в грабенах соляных куполов, а также в межкупольных зонах. В разрезе этого яруса здесь выделяются три свиты: иткаринская и актулагайская, в основном глинистые и азнагульская, преимущественно песчаная. Максимальная мощность отложений сеномана достигает 115 м (Колтыпин, 1957). Северо-восточнее, в бассейне р. Сагиз она уменьшается до 85 м. На междуречье Сагиза и Уила, в верховьях этих рек, в Хобдинской зоне и в бассейне верхнего течения р. Большая Хобда, мощность отложений сеномана заметно сокращена. На некоторых куполах восточной части Хобдинской зоны отложения сеномана размыты, но на тех структурах, где они сохранились, их мощность соизмерима с мощностью одновозрастных осадков на смежных с Хобдинской зоной площадях. Ничтожную мощность отложения сеномана имеют в низовьях рек Большая и Малая Хобда, в бассейне р. Илек и в восточной части междуречья Урала и Илека. По находкам переотложенной фауны в фосфоритовом горизонте основания сантона в верховьях рек Илек и Кульденен-Темир можно судить, что в сеномане воды верхнемелового моря проникали на восток до меридиана г. Актюбинска. К востоку от рек Сагиз и Уил, в верховьях р. Илек и в бассейне р. Темир, прибрежные осадки сеномана при последующих колебаниях береговой линии верхнемелового моря были срезаны, и на песках верхней свиты альба с размывом залегает фосфоритовый горизонт основания сантона. Предсантонский размыв был весьма интенсивным и поэтому отложения турона также были размыты на значительных площадях.

Туронский ярус

До самого недавнего времени отложения турона в восточной части Хобдинской зоны почти не были известны. С. Н. Колтыпин (1951) их выделял на куполе Чингис — на западном крыле поднятия Южный Чингис в разрезе по правобережному обрыву р. Чингис, у могил Куакчалы-мола. В этом разрезе к турону он относил залегающие над песками верхней свиты альба и отделенные от них фосфоритовой плитой светло-серые песчанистые мергели (до 0,5 м), содержащие рассеянную коричневатобурюю гальку фосфорита. Из этих мергелей были определены: *Bolivinopsis praelongus* (Reuss), *Gaudryina laevigata* Franke, *G. variabilis* Mjatl., *Bolivitina eouvigeriniformis* Keller, *Anomalina ammonoides* (Reuss) var. *kelleri* Mjatl., *An. aff. lorneiiana* (Orb.), *Globotruncana linneana* Orb., *Textularia trochus* Orb. Этот комплекс фораминифер, по мнению Е. В. Мятлюк, встречается в туроне и туронконьяке промыслового района Южной Эмбы.

В этих же песчанистых мергелях А. Е. Шлезингер в 1957 г. обнаружил ростры *Belemnitella* sp., ежей *Conulus subrotundus* Mant., *C. subconicus* Orb., *Micraster lescei* Desm. (определенных М. М. Москвиным), а также створки *Ostrea semiplana* Sow., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Spondylus spinosus* Sow., *Inoseramus* cf. *kleini* Andert. (определенных Н. П. Сидоровой).

К отложениям турона, основываясь на литологическом сходстве с ними, могут быть условно отнесены светло-серые, слегка голубоватые разнозернистые известковистые песчаники (до 5 м), вскрытые скв. № 19

на западном крыле поднятия Северный Чингис в интервале 100—105 м. Они залегают над темно-серыми глинами нижней свиты альба и содержат многочисленные кристаллики гипса и уплощенные, окатанные бурые желваки фосфорита.

На куполе Ботакоз им соответствуют залегающие над песками верхней свиты альба грязно-розовато-серые известковистые полимиктовые разнозернистые песчаники (до 0,5 м). Они содержат мелкий гравий и пустоты, заполненные охристо-желтой пылеватой массой. Выше они постепенно сменяются светлыми грязно-серыми песчаниками (до 0,5 м) с окатанной галькой кварца и кремня (до 3—4 см в поперечнике) и плоскими темно-бурыми в изломе желваками фосфорита (размеры их варьируют от незначительных до крупных, достигающих 5—10 см в поперечнике).

Возможность отнесения к турону известковистых песчаников, прослеживающихся над песками верхней свиты альба на куполах Чингис и Ботакоз, подтвердилась в 1957—1958 гг., когда датированные фаунистически отложения турона, представленные такими же карбонатно-терригенными фациями, были обнаружены Н. П. Салтыковой и А. Е. Шлезингером в разрезах к востоку от р. Киил. Наличие их было установлено на куполах Майлисай, Қзыл-жар-сай (в верховьях одноименного оврага) и Байжан-мола (в верховьях оврага Кельте-сай).

На этих куполах отложения турона залегают на размытой поверхности пород глинистой или песчаной пачек сеномана или даже на песках верхней свиты альба. В основании их прослеживается горизонт темно-серых и бурых желваков фосфорита (от 1 до 5 см в поперечнике), местами плотно сцементированных в плиту. Мощность фосфоритового горизонта не превышает 0,5 м. Над ним залегают светло-серые грубозернистые карбонатные слабо сцементированные песчаники, неравномерно ожелезненные, содержащие рассеянный гравий и редкие желваки фосфорита. Количество карбонатного материала в них увеличивается вверх по разрезу, и песчаники постепенно переходят в песчаные мергели.

Из описываемых отложений М. М. Москвин определил ей: *Conulus subrotundus* M ant., *Micraster* cf. *leskei* Des m., а Н. П. Сидорова и М. М. Павлова — отпечатки и створки *Inoceramus* cf. *labiatus* Schloth., *Inoceramus* cf. *costellatus* Woods, *Inoceramus* cf. *kleini* Andert., *Inoceramus apicalis* Woods, *Inoceramus* ex gr. *lamarcki* Park., *Inoceramus* aff. *schloenbachi* Böhm., *Spondylus* cf. *dutempleanus* Orb., *Spondylus spinosus* Sow., *Neithea* cf. *quingecostata* Sow., *Neithea sexcostata* Woods., *Gryphaea* cf. *vesicularis* Lam., *Ostrea* cf. *canaliculata* (Sow.), *Chlamys* cf. *cretosus* (Defr.). Приведенный комплекс фауны указывает на туронский возраст вмещающих ее пород.

Из этих же отложений Ю. П. Никитина определила комплекс фораминифер: *Anomalina ammonoides* (Reuss), *A. berthelini* Keller, *A. kelleri* Mjatl., *Gaudryina variabilis* Vass et Mjatl., *Bolivinita eouvigeriniformis* Keller.

В верховьях Қзыл-жар-сая в самых верхних горизонтах песчаных мергелей Ю. П. Никитина выделила комплекс микрофауны *Anomalina praeinfrasantonica* Mjatl., *A. ammonoides* (Reuss), *Spiroplectamina embaensis* Mjatl. in litt., *Heterostomella carinata* Sand., *Arenobulimina presli* (Reuss), *Stensiöina praexsculpta* Keller, который по ее мнению, возможно, свидетельствует о принадлежности вмещающих его отложений к коньякскому ярусу. В других разрезах восточной части Хобдинской зоны отложения этого яруса неизвестны и вопрос о возможности их выделения на куполе Қзыл-жар-сай остается открытым.

Максимальная мощность отложений турона в восточной части Хобдинской зоны отмечена в скважинах, пробуренных в наиболее погруженной части северо-западного крыла купола Майлисай. Там она достигает 30 м, но на крыльях куполов Кзыл-жар-сай, Байжан-мола и Чингис не превышает 3—5 м.

Необходимо отметить, что в северо-восточной части Прикаспийской синеклизы отложения турона известны лишь в ограниченном количестве разрезов. В бассейне верхнего течения р. Эмбы в 1948 г. их присутствие было установлено В. В. Пономаревым в обрыве правого борта оврага Егинды-булак. Здесь обнажаются темно-зеленые слоистые жирные слабо карбонатные глины, содержащие конкреции железистого песчаника и кристаллы гипса. В них встречаются тонкие створки нижне- и верхнетуронских *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. balticus* Boehm., *I. tamarcki* Park. Видимая мощность глин не превышает 1,5 м. Над ними залегают зеленовато-серые мергелистые глины, в отдельных прослоях более светлые, карбонатные. Фауны они не содержат, но принадлежность их к турону не исключена.

В бассейне р. Сагиз к турону возможно относятся темно-серые жирные глины с прослойками желтовато-серых тонкозернистых песков, которые были вскрыты тремя картировочными скважинами на поднятии Мунайлисай купола Левите-Мунайлисай. Они залегают под фосфоритовым горизонтом сантона, заметно отличаются от темно-серых глин сеномана и содержат комплекс фораминифер: *Marsonella oxycona* (Reuss), *Spiroplectamina* cf. *praelonga* (Reuss), *Nodosaria* sp., *Bolivinita* cf. *eowigeriniformis* Keller, *Gümbelina* cf. *striata* (Ehrenberg), *Globigerina elevata* Orb., *Buliminella* sp., *Gyroidina micheliniana* (Orb.), *Anomalina wuellerstorfi* (Schwager), *Bifarina* cf. *regularis* Keller (определения Е. В. Мятлюк). С. Н. Колтыпин (1951, 1957) относит эти глины к турону, указывая, что *Spiroplectamina* cf. *praelonga* (Reuss), *Bifarina* cf. *regularis* Keller, *Bolivinita eowigeriniformis* Keller, являются типичными видами для турона и коньяка Днепровско-Донецкой впадины и Прикаспийской синеклизы.

Севернее, в районах, смежных с Хобдинской зоной, наличие отложений турона было установлено А. И. Косыгиным (1929) по левобережью р. Аще-Уил на куполе Копя-Караганда. Здесь, в 4 км севернее могилы Мунайли-мола, над лиловато-серыми глинами сеномана с характерными для этого яруса иноцерамами залегают серые плотные мергели с *Inoceramus labiatus* Schloth. и, по-видимому, *Cyprimeria* sp. (определения А. Д. Архангельского). О былом, более широком распространении турона в бассейне р. Уил свидетельствуют находки плохо сохранившихся аммонитов *Pachydiscus (Levisiceras) peramplus* Mapt. (определение Н. П. Михайлова) в фосфоритовом слое основания сантона на левобережье р. Жарлы, к западу от купола Койрай-сай, и в верховьях р. Кельбатыр, к востоку от купола Кок-булак.

К востоку от верховий р. Уил, в верховьях р. Илек, в окрестностях станций Тамды, Аккемир и Кандагач, в фосфоритовом галечнике основания сантона встречается окатанная туронская фауна *Placenticeras* cf. *placenta* Dek., *Scaphites mesley* Gross., *Pachydiscus* cf. *vagu* Stolicz. и *Inoceramus* cf. *tamarcki* Park. (Мурашкин, 1930: Тамман и Яншин, 1931). Таким образом, в верховьях р. Илек несомненно имелись отложения турона, которые были срезаны сантонской трансгрессией.

Предположительно к турону может быть отнесена прослеживающаяся под отложениями сантона по восточному борту Новоукраинской мульды невыдержанная пачка (1,5—2,0 м) серовато-зеленых мелкозернистых глинистых песков (Яншин, 1938). Они со следами размыва за-

легают на песках верхней свиты альба, причем в их основании встречаются скопления мелких галек фосфорита, а близ кровли — прослой серовато-зеленых глин. В этих песках найдены только мелкие зубы акул, но севернее, в бассейне среднего течения р. Илек, в таких же песках встречается типичная фауна нижнего турона.

К северо-западу от Хобдинской зоны, на междуречье Утвы и принадлежащих бассейну оз. Челкар рек Карак- и Танас-Анкаты, отложения турона представлены плотным грубым песчим мелом с *Inoceramus lamarcki* Park., *Ostrea nikitini* Arkh., *Rhynchonella* sp. и неопределимыми ежами. В основании его проходит слой мелких глинистых черных желвачков фосфорита, которые иногда рассеяны в нижней части песчанистого глауконитового мела. Восточнее мел становится глинистым, и на междуречье Илека и Утвы отложения турона представлены уже зеленовато-серыми мергелями (Безруков, 1936).

На междуречье Утвы и Уленты в основании турона прослеживается фосфоритовый горизонт (до 0,5 м), фосфориты которого различны по размерам (0,5—10 см) и степени окатанности. Они заключены в желтых кварцево-глауконитовых песках, которые выше переходят в светло-серые известковистые песчаники и песчанистые известняки. В верхней части этого горизонта изредка встречаются *Inoceramus lamarcki* Park. Над ними залегают светло-серые известняки (до 0,2 м), в которых фосфориты присутствуют изредка, а их размер постепенно уменьшается до 2—5 мм. Верхняя часть разреза турона здесь образована зеленоватым песчанистым мелом и мелоподобными мергелями (до 10 м). Наконец, в 2 м от кровли турона проходит слой зеленой ожелезненной глины (7—8 см), над которым мел и мергели становятся более светлыми. В породах, залегающих между фосфоритовыми горизонтами турона и сантона встречаются *Inoceramus lamarcki* Park., *Terebratulula biplicata* Sow., *Spondilus dutempleanus* Orb., *Ostrea nikitini* Arkh. и *Rhynchonella* sp. (Коробов, 1952). Мощность турона в приутвинских степях не превышает 15 м.

К востоку от верховьев р. Утвы — в бассейне р. Большая Хобда отложения турона изучены еще слабо и хотя выделяются иногда в разрезах, но достоверность определения их возраста зачастую сомнительна.

К северу от устья р. Большая Хобда и к западу от г. Соль-Илецк, по правобережью р. Илек, над фосфоритовой серией сеномана залегают либо песчанистый мел, либо зеленовато-белые мелоподобные мергели турона, мощность которых достигает 48 м (Яншин и Фокин, 1934).

Восточнее, в Тье-Тасской мульде (к северу от ст. Ак-Булак), в таких же мергелях встречаются *Inoceramus lamarcki* Park и отпечатки аммонитов *Prionotropis woolgari* Mant., известных из турона аральского типа. Мощность турона здесь уже не превышает 6 м (Шахварстова и Шашкова, 1934).

К востоку от р. Большая Хобда отложения турона представлены терригенными фациями прибрежной зоны. Так, на междуречье Кара-Хобды и Илека, близ пос. Черноводского к турону, возможно, относится верхняя часть песчано-глинистой пачки, залегающей под фосфоритовым слоем сантона. В ее нижней части встречается фауна сеномана, а в верхней, но не в коренном залегании, найдены мелкие ежи, близкие к туронским формам рода *Micraster* (Яншин, 1943). В пределах того же междуречья, в районе пос. Шибаяевский, к турону можно условно отнести зеленовато-серые глины с обломками иноцерамов и устриц, которые залегают между песками альба и фосфоритовым слоем сантона и обнажаются у дороги в пос. Петровский.

Восточнее указанных пунктов, уже на правобережье р. Илек, фаунистически охарактеризованные отложения турона известны на водоразделе рек Терс-бугак и Киалы-Буртя в мульде у пос. Родниковского. Они представлены зеленовато- и желтовато-серыми очень глинистыми тонкозернистыми песками и песчанистыми глинами (до 3,5 м). В их основании прослеживаются кварцево-глауконитовые, слегка глинистые пески с редкими черными желвачками фосфорита, сгруженными в подошве слоя. В этих песках и вышележащих песчанистых глинах встречаются *Inoceramus lamarcki* Park. var. *cuvieri* Sow., *I. labiatus* Schloth. var. *latus* Sow., *I. lobatus* Goldf. (Кудинова и Шахварстова, 1932). А. Л. Яншин (1943) указывает, что островки таких же глин с иноцерамами имеются севернее, на междуречье Урта-Бурти и Киалы-Бурти.

Наконец, еще восточнее отложения турона отмечены в широкой мульде на водоразделе рек Жаксы-Каргала и Кия, где их мощность не превышает 9 м. В нижней части они представлены зелеными кварцево-глауконитовыми песками, а в верхней — зеленовато-серыми глинами с конкрециями пирита и с мелкими желвачками фосфорита в кровле. В песках были найдены туронские иноцерамы и тригонии (Яншин, 1943).

Заканчивая рассмотрение отложений турона, отметим, что последние в промышленном районе Южной Эмбы широко развиты и повсеместно представлены зеленовато-серыми и серыми мергелями (до 80 м), содержащими подчиненные прослои глинистых и песчанистых мергелей, а также белого и зеленовато-белого мела (Колтыпин, 1957). Двигаясь от низовий р. Эмбы на северо-восток, к верховьям р. Илек и от верховий р. Утвы на восток, к р. Киалы-Буртя, мы наблюдаем последовательную смену карбонатных фаций турона терригенными фациями прибрежной зоны. Береговая линия туронского моря проходила восточнее современных долин рек Киалы-Буртя и Жаксы-Каргала, по западному склону палеозойского массива Мугоджар. Только лишь к северу от современной долины р. Урал воды его проникали узким ингрессионным заливом в район г. Орска, где известны маломощные глауконитовые пески с иноцерамами турона (Яншин, 1943).

В восточной части Хобдинской зоны, на тех ее соляных куполах, где отложения турона сохранились от размыва, они представлены достаточно мощными терригенно-карбонатными осадками. Поэтому говорить о каком-то особом структурном положении Хобдинской зоны в туронское время не приходится.

Сантонский ярус

Отложения сантона на соляных куполах восточной части Хобдинской зоны залегают с размывом на породах турона, сеномана или верхнего альба.

На куполе Чингис, на западном крыле поднятия Южный Чингис в разрезе по правобережному обрыву р. Чингис у могил Куакчалы-мола, в основании сантона прослеживается фосфоритовая плита (до 0,2 м), заключающая плоскую гальку фосфорита (до 10 см в поперечнике) и залегающая на светло-серых песчанистых мергелях турона. Над нею лежат серовато-белые песчанистые мелоподобные мергели (до 1 м) с рассеянной галькой фосфорита, обломками призматического слоя иноцерамов, ростров *Belemnitella* sp. и створками *Rhynchonella plicatilis* Sow. var. *octoplicata* Sow. и *Terebratulina gracilis* Schloth. В их кровле наблюдается тонкий горизонт желваков фосфорита, над которым лежат белые мелоподобные мергели (до 7 м видимой мощности). Фосфо-

риты в них не встречаются, но присутствует фауна: *Actinocamax propinquus* M ob., *Gryphaea* aff. *vesicularis* L a m., *Terebratulina gracilis* S chlo th., *Ventriculites radiatus* M a n t.

На всех остальных соляных куполах восточной части Хобдинской зоны в основании сантона прослеживается либо фосфоритовая плита (до 0,25 м), либо желваки фосфорита, рассеянные в песчанистых мергелях, либо желтовато-серые и зеленовато-желтые кварцево-глауконитовые мергелистые разнозернистые лески, иногда уплотненные до песчаников (купол Бегала). В песках и песчаниках встречается гравий кварца и кремня, гальки и желваки фосфорита, обломки призматического слоя иноцерамов, а также фауна: *Actinocamax propinquus* M ob., *Actinocamax* aff. *intermedius* A r k h., *A. verus* M ill., *Terebratula* aff. *carnea* S ow., *T.* aff. *obesa* S ow., *Gryphaea* aff. *vesicularis* L a m., *Ostrea nikitini* A r k h., *O. unguolata* S chlo th. и *Exogyra lateralis* N il s s.

Выше залегают серовато-бурые песчанистые мергели со значительным количеством желваков фосфорита и той же фауной.

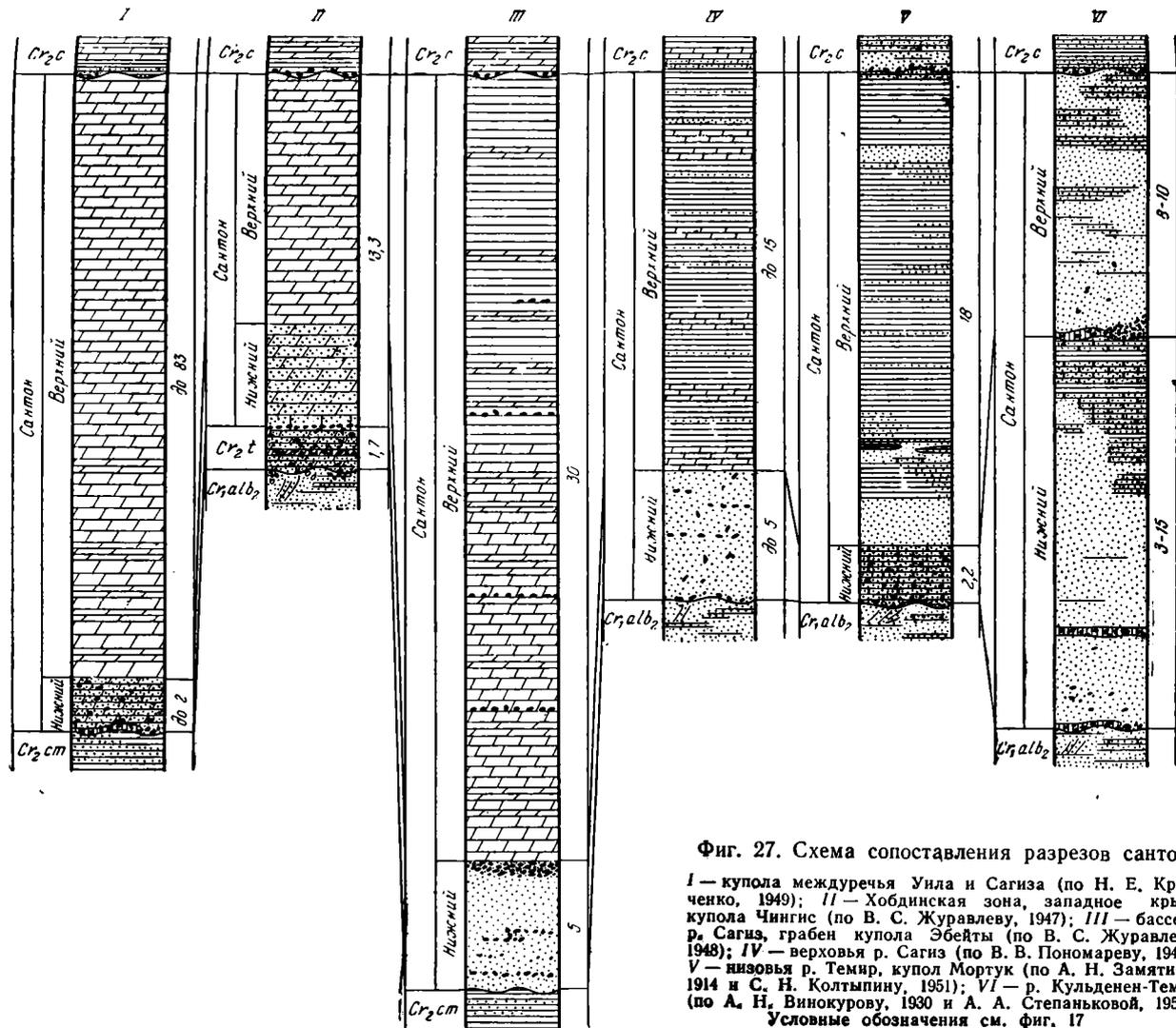
Верхнюю часть разрезов сантона обычно слагают мелоподобные мергели с прослоями глинистого мела и тонкими прослойками зеленовато-серых мергелистых глин. Иногда в их верхней части рассеяны крупные (до 5 см в поперечнике) светло-коричневые желваки фосфорита (купол Бегала). Фауна мергельно-меловой пачки представлена формами, пользующимися широким распространением либо по разрезу сантона, либо по всему разрезу сенона.

В разрезах, расположенных к востоку от р. Киил, Ю. П. Никитина по микрофауне разделила отложения сантона на два подъяруса — нижний с *Anomalina* cf. *clementiana* (O r b.), *Anomalina* aff. *infrasantonica* B a l a k c h m., *A. umbilicatula* M j a t l., *Stensiöina exsculpta* (R e u s s), *Spiroplectammina praelonga* (R e u s s) и верхний, в котором выделяется зона *Anomalina stelligera* с комплексом *Anomalina stelligera* (M a r i e), *A. clementiana* (O r b.), *Ataxophragmium compactum* B r o t z., *Cibicides excavatus* B r o t z., *C. eriksdalensis* B r o t z., *Bulimina brevis* O r b. и зона *Ataxophragmium orbignynaformis* с комплексом *Ataxophragmium orbignynaformis* M j a t l., *Cibicides temirensis* V a s s., *Bolivinoidea opifex* V a s s. in litt., *Spiroplectammina rosula* (E h r.), *Gaudryina laevigata* F r a n k e.

По микрофауне зональное расчленение сантона провести не удастся, так как руководящие формы нижнего и верхнего сантона — *Inoceramus cardissoides* G o l d f. и *Oxytoma tenuicostata* (R o e m.) не обнаружены. Условно можно принять, что нижняя, терригенно-карбонатная часть отложений сантона отвечает нижнему сантону, а их верхняя, карбонатная часть — верхнему сантону.

Мощность отложений сантона на соляных куполах восточной части Хобдинской зоны не превышает 15—20 м, из которых нижние 3—5 м падают на осадки нижнего сантона (фиг. 27). На глубоко погруженных участках крыльев соляных куполов она заметно возрастает — в скважинах, заданных на далекой периферии крыльев купола Майлисай, мощность нерасчлененных отложений турона и сантона достигает 70 м.

К югу от Хобдинской зоны, на междуречье Уила и Сагиза (к западу от меридиана ст. Сагиз железной дороги Кандагач — Гурьев), в основании сантона на размытой поверхности отложений сеномана залегают либо маломощная (до 0,1—0,2 м) фосфоритовая плита, либо слой желваков фосфорита. В вышележащих светло-серых песчанистых мергелях (до 1,5—2,0 м) рассеяны мелкие светло-серые желваки фосфорита. В этих мергелях на восточном крыле купола Бир-кемпир в 1949 г.



Фиг. 27. Схема сопоставления разрезов сантона

I — купола междуречья Уила и Сагиза (по Н. Е. Кравченко, 1949); II — Хобдинская зона, западное крыло купола Чингис (по В. С. Журавлеву, 1947); III — бассейн р. Сагиз, грабен купола Эбейты (по В. С. Журавлеву, 1948); IV — верховья р. Сагиз (по В. В. Пономареву, 1948); V — низовья р. Темир, купол Муртук (по А. Н. Замятину, 1914 и С. Н. Колтыпину, 1951); VI — р. Кульденен-Темир (по А. Н. Винокурову, 1930 и А. А. Степаньковой, 1951).
Условные обозначения см. фиг. 17

Н. Е. Кравченко нашла *Belemnitella praecursor* Stoll. (по-видимому *B. praecursor* Stoll. var. *lakkargensis* Kolt.), *Actinocamax propinquus* Mob., *Spondilus* aff. *spinus* Sow. и *Gryphaea* aff. *vesicularis* Lam. Они, вероятно, относятся к нижнему сантону, а залегающие выше более светлые мелоподобные мергели с прослоями зеленовато-серых мергелей в нижней части и редкими створками *Ostrea canaliculata* Sow. и *Gryphaea* aff. *vesicularis* Lam. отвечают верхнему сантону. На границе между мелоподобными мергелями верхнего сантона и зеленовато-серыми мергелями и мергелистыми глинами кампана встречаются мелкие серовато-розовые желваки слабопесчанистого фосфорита, а также обломки светло-желтых рыхлых известковистых песчаников (купол Ербулек). Мощность сантона в западной части междуречья Уила и Сагиза не превышает 20—25 м, причем мощность нижнего сантона составляет не более 2 м.

Восточнее, в бассейне верхнего течения р. Сагуз нижняя часть сантона обычно представлена в терригенно-фосфатных фациях. Так, по правобережью р. Эбейты, в меридиональном грабене одноименного купола, на глинах сеномана залегают желтовато-серые, слегка зеленоватые мелкозернистые кварцево-глауконитовые пески с железистыми и известковистыми включениями. Вверх они становятся более грубыми и в 0,5 м от подошвы сменяются разномерными песками (до 0,5 м). В средней части последних проходит горизонт черных, коричневых в изломе, окатанных желваков фосфорита, изредка достигающих 3—4 см в поперечнике. Над разномерными песками залегают связанные с ними постепенными переходами серовато-зеленые кварцево-глауконитовые известковистые мелкозернистые пески (до 1,5 м), содержащие рассеянные мелкие желвачки фосфорита. В их верхней части желвачки фосфорита образуют два более или менее выдержанных горизонта. Выше прослеживаются более интенсивно и неравномерно обизвествленные пески (до 2,5 м), не содержащие рассеянных желваков фосфорита. Последние начинают встречаться лишь в их верхней трети, а в их кровле образуют фосфоритовый горизонт (до 0,5 м).

Общая мощность кварцево-глауконитовых песков, залегающих в основании сантона, достигает 5 м. В них встречаются зубы акул, обломки тонкостворчатых пелещипод и единичные росты *Actinocamax propinquus* Mob. К нижнему сантону эти пески отнесены условно, главным образом потому, что в вышележащих мелоподобных мергелях встречаются единичные створки *Oxytoma tenuicostata* (Roem.)

Состав слоев, залегающих в основании сантона, и, вероятно, отвечающих нижнему сантону, не остается постоянным — иногда в основании сантона залегают не пески с фосфоритами, а мергелистые глины (до 1,5—2,0 м) с несколькими прослоями фосфоритовых желваков (на поднятии Левите-купола Левите-Мунайлисай и на куполах Айдау-сор, Ащи и Ак-Шукур).

В бассейне верхнего течения р. Сагиз в песках и мергелистых глинах нижнего сантона изредка встречаются *Belemnitella praecursor* Stoll., *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *Ostrea semiplana* Sow. var. *flabelliformis* Nilss., *Gryphaea* aff. *vesicularis* Lam.

Мощность отложений нижнего сантона обычно не превышает 5 м, но подвержена значительным колебаниям. Они иногда даже выпадают из разреза, и тогда на отложения сеномана с фосфоритовым слоем в основании ложатся мергели верхнего сантона (верховья р. Нугайты).

Отложения верхнего сантона в бассейне верхнего течения р. Сагиз представлены мелоподобными мергелями то белыми, то светлыми зеленовато-белыми и зеленовато-голубыми, более или менее плотными и тогда глинистыми, изредка переслаивающимися с мергелистыми гли-

нами и заключающими горизонты фосфоритовых желваков в нижней части и в основании разреза. Так, на куполе Эбейты в мелоподобных мергелях, залегающих над кварцево-глауконитовыми песками нижнего сантона, прослеживается несколько тонких горизонтов желваков фосфорита, размером от 1 до 5 см в поперечнике.

В отложениях верхнего сантона здесь встречаются единичные створки *Oxytoma tenuicostata* (Roem.), обломки ростров *Belemnitella praecursor* Stoll., створки острей, отпечатки мелких пелеципод, обломки призматического слоя иноцерамов и щитков ежей.

Из мергелей верхнего сантона (из разреза в верховьях р. Нугайты) В. Г. Морозовой был определен комплекс фораминифер: *Arenobulimina presli* (Reuss), *Ataxophragmium compactum* Brotz en, *Heterostomella* cf. *cuneata* Sand., *Gaudryina* aff. *rugosa* Orb., *Lenticulina* sp., *Bulimina orbigny* Reuss, *B. parva* Franke, *Sternsiöina exsculpta* (Reuss), *Gyroidina depressa* (Alth.), *G. micheliana* (Orb.), *Pulvinulinella* aff. *alata* (Marss.), *Rotundina marginata* (Reuss), *Anomalina costulata* (Marie), *Anomalina* ex gr. *infrasantonica* Balakhm., *A. pertusa* (Marss.), *A. stelligera* (Marie).

Мощность мергелей верхнего сантона в бассейне верхнего течения р. Сагиз непостоянна, зависит от структурного положения конкретных разрезов и достигает иногда 30 м (в грабене купола Эбейты).

Восточнее, на междуречье Сагиза, Темира и Эмбы, отложения нижнего сантона представлены кварцево-глауконитовыми песками с желваками фосфорита, а верхнего сантона — светло-серыми и зеленовато-серыми мергелистыми глинами и алевролитами с прослоями фосфоритовых желваков и крупными кристаллами гипса. В них встречаются фосфоритизированные ядра пелеципод, губки, кораллы и створки *Oxytoma tenuicostata* (Roem.). Мощность глин и алевролитов верхнего сантона не превышает 15 м, но граница между ними и мергелистыми глинами кампана может быть проведена лишь условно.

Наконец, еще восточнее, в бассейне верхнего течения р. Эмбы, над песками верхнего альба в основании сантона повсеместно прослеживается слой (0,1—0,3 м) мелких желваков фосфорита. Выше, как и в бассейне верхнего течения р. Сагиз, залегают светлые зеленовато-серые кварцево-глауконитовые, известковистые мелкозернистые, реже среднезернистые пески. Иногда в них встречаются рассеянные желваки фосфорита и тонкие выклинивающиеся прослойки темно-серых глин.

Таким образом, в бассейне верхнего течения р. Эмбы отложения нижнего сантона представлены преимущественно терригенными фациями. Мощность их непостоянна и колеблется от 2 до 20 м, резко сокращаясь на соляных куполах.

Верхний сантон в бассейнах верхнего течения р. Эмбы и нижнего течения р. Темир сложен карбонатными глинами (до 10 м), причем в более восточных разрезах среди них появляются все увеличивающиеся в мощности прослои песков и алевролитов.

Продвигаясь на восток от бассейна р. Сагиз к верхнему течению р. Эмбы, можно наблюдать, как последовательно замещаются терригенными осадками карбонатные отложения нижнего, а затем и верхнего сантона. В восточных разрезах сантона, наиболее близких к Мугоджарам, в разрезах уже преобладают песчаные фации. Отметим, что зона широкого распространения руководящей формы верхнего сантона — *Oxytoma tenuicostata* (Roem.) совпадает с областью распространения глинистых осадков мелкого моря. В осадках открытого моря и его прибрежной зоны встречаются лишь единичные створки этой формы.

К востоку от Хобдинской зоны нижняя часть разреза сантона представлена уже не песчанистыми мергелями, а почти исключительно песками.

В основании сантона залегают зеленые глауконитовые крупнозернистые пески с обильной галькой кварца. Над ними прослеживается горизонт грубозернистых песков с окатанными желваками фосфорита, иногда сцементированными в рыхлый конгломерат, или, на том же уровне, проходит фосфоритовая плита (до 0,2 м).

Выше лежат зеленые, зеленовато- или желтовато-серые иногда глинистые мелко- и среднезернистые пески с рострами актинокамасков, створками пелеципод и зубами акул. В песках встречается кварцевая галька и желваки фосфорита, которые в верховьях р. Кара-Хобда образуют два выдержанных горизонта. В верховьях рек Сары-Хобда и Шегерлы-Кумды среди песков изредка встречаются тонкие прослойки светло-серых глин и глинистых мергелей. В кровле песков повсеместно прослеживается фосфоритовая плита (до 0,2 м), монолитная или состоящая из сцементированных желваков фосфорита (купол Джаманагач).

Еще выше залегают светлые зеленовато-серые сильно известковистые глины, по облику не отличимые от глин кампана. В них встречаются *Actinocamax propinquus* Mob., *A. toucasi* Janet., *A. lundgreni* Stoll., а также пелециподы, присутствующие и в более высоких горизонтах сенона. В них же, на куполе Джаксымай и близ пос. Константиновский, был обнаружен характерный для верхнего сантона комплекс фораминифер (Колтыпин, 1951). В более восточных разрезах карбонатность глин уменьшается и в них появляются маломощные прослойки зеленовато-желтых кварцево-глауконитовых песков.

Мощность сантона на междуречье Уила, Сары- и Кара-Хобды обычно не превышает 10 м, причем мощность нижнего сантона колеблется в пределах 2—3 м.

Еще восточнее, в верховьях рек Темир и Илек, в основании нижнего сантона прослеживается фосфоритовый галечник с ядрами сеноманских и туронских моллюсков, иногда переходящий по простираению в фосфоритовую плиту. Над ним залегают зеленовато-серые кварцево-глауконитовые пески, переполненные желваками фосфорита. В их кровле проходит слой фосфоритовых желваков (которые иногда цементируются в фосфоритовую плиту) и вторая фосфоритовая плита, прослеживаемая неповсеместно. К востоку от р. Илек между слоем фосфоритовых желваков и второй фосфоритовой плитой появляется еще один прослойки кварцево-глауконитовых песков. Иногда фосфоритовые плиты и желваки фосфоритов в разрезах исчезают и среди песков прослеживается несколько слоев фосфоритово-кварцевого галечника. В песках, заключенных между базальными галечниками и второй фосфоритовой плитой, встречаются *Actinocamax propinquus* Mob., *A. verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *Belemnitella praecursor* Stoll., *Rhynchonella plicatilis* Sow. var. *octoplicata* Sow., фосфоритизированные губки *Ventriculites radiatus* Mant., *V. cervicornis* Coldf. и др. Мощность фосфоритонесущей серии нижнего сантона к западу от р. Илек не превышает 2,5 м, а к востоку от нее местами увеличивается до 5,5 м (Яншин, 1943).

К верхнему сантону в верховьях рек Темир и Илек принято относить только невыдержанный по простираению слой (до 1,6 м) зеленовато-серых кварцево-глауконитовых мелкозернистых песков с редкими желваками фосфорита, залегающий между второй фосфоритовой плитой и глинами кампана. Однако не исключено, что нижняя часть последних, как и в более западных разрезах, в действительности относится еще к верхнему сантону.

Таким образом, на восток от Хобдинской зоны, от низовий р. Киил до верховий р. Илек, также наблюдается закономерная смена мергельно-меловых фаций сантона его прибрежными, терригенно-фосфатными фациями.

К северу от Хобдинской зоны, в верховьях р. Утвы, в бассейне р. Большая Хобда и на междуречье Большой Хобды и Илека, отложения сантона представлены зеленовато-белыми мергелистыми глинами с прослойками слабокремненных мергелей и с мергелистыми фосфоритовыми желваками в основании. Иногда в основании сантона прослеживается тонкая прослойка плотного мергеля с синевато-серыми пятнами окремнения и ходами сверлящих моллюсков (в верховьях левого притока р. Илек — р. Кара-оба). В мергелистых глинах и мергелях сантона встречается фауна, среди которой определены *Belemnitella praecursor* Stoll., *Actinocamax* cf. *laevigatus* Arkh. (Безруков, 1936). Мощность сантона здесь не превышает 10—15 м.

К северо-востоку от р. Илек, в бассейнах рек Жаксы- и Жаман-Каргала, Урта- и Кыялы-Буртя, отложения сантона трансгрессивно залегают на более древних породах и представлены уже желтовато-зелеными кварцево-глауконитовыми песками с рассеянными желваками фосфорита и рострами *Belemnitella praecursor* Stoll. и *Actinocamax propinquus* Mob. В их подошве прослеживается фосфоритовый галечник, местами цементированный в плиту. Мощность песков сантона непостоянна, но не превышает 3 м.

Заканчивая рассмотрение отложений сантона, отметим, что они в промышленном районе Южной Эмбы представлены исключительно карбонатными осадками — мелом, переслаивающимся с мергелями, причем мощность отложений нижнего сантона достигает 25,5 м, а верхнего сантона — 43 м (Колтыпин, 1957). По мере движения от низовьев р. Эмбы на восток и северо-восток, к палеозойскому массиву Мугоджар, который не заливался водами сантонского моря, мергельно-меловые фации сантона постепенно и последовательно замещаются фосфатно-терригенными фациями. Не менее закономерно уменьшается мощность его отложений в том же направлении. Лишь на отдельных куполах и антиклиналях, испытавших в сантоне относительно более интенсивный подъем, накапливались более грубые и менее мощные осадки, нежели на смежных поднятиях. Влияние же таких крупных поднятий, как гипотетический «Хобдинский вал», в сантонское время не ощущалось.

Кампанский ярус

Прежде чем переходить к характеристике отложений кампана, необходимо отметить, что в восточной части Прикаспийской синеклизы верхняя граница кампана является спорной. К кампану до самого последнего времени было принято относить литологическую однородную толщу пород, в нижней части которой встречаются ростры *Belemnitella mucronata* Schloth., а в верхней, наряду с ними, ростры *Belemnitella langei* Schatsky и *B. temirensis* Kolt. (Яншин, 1943; Василенко и Мятлюк, 1947; Колтыпин, 1951). Н. П. Михайлов (1947, 1948), изучивший верхнесенонские аммониты Донбасса, Западной Украины и Крыма, пришел к выводу, что слои *Belemnitella langei* Schatsky относятся к нижнему маастрихту и соответствуют зоне *Bostrychoceras polyplacum*. В решениях Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы (1955) зона *Bostrychoceras polyplacum* и *Belemnitella langei* расценивается как нижняя зона маастрихта. Однако в настоящее время среди геологов нет единого мнения об объеме и границах кампанского

и маастрихтского ярусов из-за недостаточной изученности разрезов этих ярусов в Западной Европе. В восточной части Прикаспийской синеклизы внутри литологически однородной толщи пород граница между зонами *Belemnitella mucronata* и *B. langei* обычно может быть намечена лишь на основании детального изучения микрофауны. Граница же между зонами *Belemnitella langei* и *Belemnella lanceolata* фиксируется по заметной смене литологического состава пород и ей обычно соответствует граница размыва. Поэтому при геологической съемке граница между этими зонами всеми исследователями принималась как граница между отложениями кампана и маастрихта и соответственно расценивался объем этих ярусов. В таком же объеме рассматриваются отложения кампана и маастрихта в данном разделе.

В восточной части Хобдинской зоны отложения кампана пользуются широким распространением — они слагают крылья соляных куполов и выполняют межкупольные пространства. Представлены они весьма однородной и мощной толщей зеленовато-серых глин то более, то менее мергелистых, переслаивающихся с зеленовато-серыми мергелями. Наиболее полный разрез их был вскрыт скв. № 1, пройденной в балке близ пос. Соколовский, на восточной периферии Соколовской компенсационной мульды, смежной с куполом Чингис. Под белым, слегка зеленоватым рыхлым и песчанистым мелом маастрихта эта скважина вскрыла отложения кампана на глубине 166,78 м и была в них остановлена при забое 350,82 м. В нижней части вскрытого ею разреза залегают светлые зеленовато-серые мергели (свыше 20 м), переслаивающиеся с более светлыми мергелями, и у забоя скважины светлеющие. Выше чередуются маломощные пачки светлых зеленовато-серых мергелей и темных зеленовато-серых глин: сначала прослеживаются глины (16 м), затем мергели (6 м), затем опять глины (4 м) и, наконец, вновь мергели (5 м). Выше лежит пачка зеленовато-серых плотных мергелистых глин (до 23 м), в нижней части содержащих прослой мергелей и более темных глин. Над ней прослеживается пачка светлых зеленовато-серых плотных мергелей (до 48 м), а в нижней части глинистых, содержащих тонкие прослойки мергелистых глин. Выше залегают пачка зеленовато-серых то менее, то более мергелистых глин (до 50 м), в нижних 10 м плотных и очень мергелистых, а в верхних 10 м — слабо песчанистых. В кровле кампана под писчим мелом маастрихта прослеживается пачка светлых зеленовато-серых и зеленовато-белых плотных песчанистых мергелей (до 13 м), в нижней части которых (в нижних 5 м) встречаются отдельные гнезда зеленовато-серой сильно мергелистой глины.

Нижняя часть разреза кампана была вскрыта скв. № 19 на периферии западного крыла поднятия Северный Чингис. Эта скважина под делювиальными суглинками вскрыла мергели и глины кампана (до 82 м) и на глубине 94 м от устья подсекла грязнобелый плотный мел сантона. В основании кампана скважина прорезала зеленовато-серые, слегка голубоватые мергелистые глины, со скоплениями мелких кристалликов пирита и изредка встречающейся мелкой окатанной и уплощенной черной гальки фосфорита.

Верхняя граница кампана фиксируется сменой фаций осадков и комплексов макро- и микрофауны, а также появлением желваков фосфорита в подошве писчего мела маастрихта. В отличие от нижней, она видна на обнаженных склонах плато Теректы-тау, Акша-тау и Акбулак-тау, в обрывах балок Кульчигаи и Кур-сай, а также в верховьях рек Жарлы и Чиили, берущих начало на склонах Байгутинско-Киильского водораздела.

По всему разрезу кампана встречаются многочисленные *Belemnitella mucronata* Schloth., а в верхних его горизонтах изредка при-

существуют ростры *Belemnitella langei* Schatsky и *B. temirensis* Kolt. Помимо них, в отложениях кампана встречаются створки пелеципод, среди которых преобладают *Gryphaea vesicularis* Lam. и *Ostrea semiplana* Sow. var. *flabelliformis* Nilss. Реже встречаются створки *Pecten (Camptonectes) campaniensis* Orb., *Terebratula carnea* Sow., *T. obesa* Sow., ежи *Echinocorys ovatus* Leske var. *marginata* Goldf., *E. conicus* Ag., обломки призматического слоя иноцерамов, игл и щитков ежей, члеников морских лилий, одиночные кораллы, зубы акул и отпечатки мшанок.

В верхней части кампана, помимо нормально развитой, встречается угнетенная фауна — лимонитизированные, иногда деформированные слепки миниатюрных свернутых и развернутых аммонитов, гастропод, пелеципод, кораллов, ожелезненные обломки щитков ежей и члеников морских лилий. Среди аммонитов Н. П. Михайловым были определены угнетенные формы свернутых аммонитов *Hauericeras* cf. *rembo* Forbes и развернутых *Baculites vertebralis* Lam.

С. Н. Колтыпин (1951) в разрезах меловых плато Теректы- и Акша-тау пытался разделить однородную мергельно-глинистую толщу кампана на отложения нижнего и верхнего кампана. При этом он опирался на различия в литологии осадков этих подъярусов и на данные микропалеонтологического анализа. Он указывает, что для серых и зеленовато-серых мергелистых глин нижнего кампана, слагающих подножья плато Теректы- и Акша-тау, характерны: *Anomalina clementiana* (Orb.), *Anomalina* ex gr. *rubiginosa* Cushman, *A. tenera* Vass., *Buliminella carseyae* Plumm., *Flabellina rugosa* Orb., *Orbignyna sacheri* (Reuss), *O. simplex* (Reuss) var. *dainae* Mjatl.

К верхнему кампану в разрезах плато Теректы- и Акша-тау С. Н. Колтыпин относит зеленовато-серые плотные мергели с *Belemnitella temirensis* Kolt., *Gryphaea vesicularis* Lam. и с фораминиферами *Buliminella* ex gr. *laevis* (Beiss.), *Bolivina* ex gr. *kalinini* Vass., *Heterostomella* ex gr. *foveolata* (Marss.), *Cibicides* ex gr. *spiropunctatus* Gall. et Morr.

Мощность отложений верхнего кампана, по его данным, не превышает 6 м, но в северной части обрывов Акша-тау они выпадают из разрезов. С. Н. Колтыпин указывает, что граница между глинами нижнего и мергелями верхнего кампана четкая, причем между ними в районе пос. Акша-тау наблюдается угловое несогласие до 10°.

К востоку от р. Киил, на междуречье Уила и Большой Хобды, количество и мощность прослоев и пачек мергелей в мергельно-глинистой толще несколько уменьшается.

Отложения кампана в основном представлены уже зеленовато-серыми глинами, содержащими прослойки зеленых глинистых и серовато-белых мелоподобных мергелей. Глины обладают неясной грубой слоистостью, реже обнаруживают тонкую слоистость (полосчатость), обусловленную наличием многочисленных прослоев мелоподобного мергеля. В них встречаются кристаллы и прожилки гипса, многочисленные железистые стяжения, деформированные ожелезненные слепки мелкой фауны, створки *Gryphaea vesicularis* Lam. и ростры *Belemnitella mucronata* Schloth. Нижняя граница кампана обычно обнажена слабо, а в верхних его горизонтах, под фосфоритовым горизонтом основания маастрихта, в верховьях правых притоков р. Уил — рек Кельте-сай и Бабатай встречены мергели с *Belemnitella langei* Schatsky, *Ostrea vesicularis* Lam., *O. semiplana* Sow. var. *flabelliformis* Nilss., *Pecten* sp., *Echinoidea* sp., *Briozoa* sp., *Spirorbis* sp.

Отложения кампана, прослеживающиеся на междуречье Уила и Большой Хобды, Ю. П. Никитина по микрофауне подразделяет на три зоны.

Нижняя зона охарактеризована комплексом: *Anomalina clementiana* (Orb.), *A. dainae* Mjatl., *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *Orbignyna sacheri* (Reuss), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Gyroidina soldanii* (Orb.), *Spiroplectamina rosula* (Ehrenb.).

Средняя зона содержит: *Anomalina clementiana* (Orb.), *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *Plectina convergens* (Keller), *Arenbulimina puschi* (Reuss), *Bulimina brevis* Orb., *Cibicides aktulagayensis* Vass., *Lituola aequigranensis* Beissel. (Ю. П. Никитина сопоставляет ее с зоной *Belemnitella mucronata*).

Наконец, верхняя зона содержит: *Cibicides voltzianus* (Orb.), *Cibicides aktulagayensis* Vass., *Orbignyna ovata* Hagen., *Eponides* aff. *haidingeri* Orb., *Bolivinoidea dracoformis* Vass. in litt., *Anomalina taylorensis* Cars. (Ю. П. Никитина сопоставляет ее с зоной *Belemnitella langei*, но относит последнюю к нижнему маастрихту).

Мощность отложенный кампана в восточной части Хобдинской зоны подвержена значительным колебаниям в зависимости от структурного положения разрезов. В Соколовской компенсационной мульде она превышает 184 м, в межкупольных пространствах к востоку от р. Киил — 100 м, на периферии западного крыла поднятия Северный Чингис достигает 82 м, но на восточном его крыле сокращается до 75 м (фиг. 28).

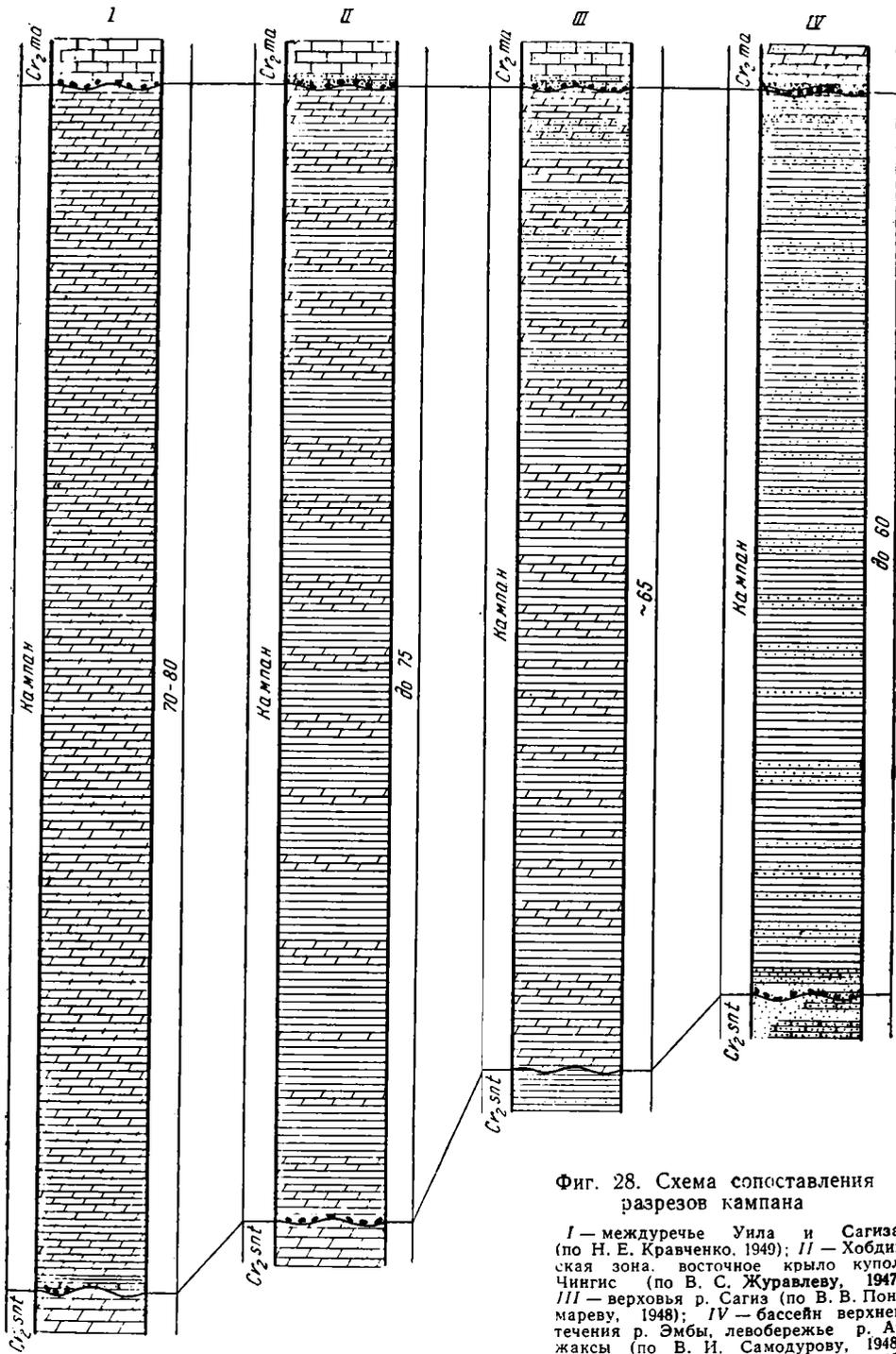
К югу от Хобдинской зоны, на междуречье Уила и Сагиза, отложения кампана распространены в депрессиях, разделяющих соляные купола. Они представлены мергельно-глинистой «полосчатой» толщей — зеленовато-серыми, серовато-белыми и светло-серыми мергелями то более, то менее плотными и тогда глинистыми, переслаивающимися с прослоями мергелистых глин. К востоку количество и мощность прослоев глин увеличивается, в верхних горизонтах они становятся песчанистыми и содержат многочисленные тонкие прослойки светло-серых слюдястых алевролитов.

Граница между светлыми мелоподобными мергелями верхнего сантона и зеленовато-серыми мергелями и глинами кампана намечается по смене литологии и окраски пород. В основании кампана иногда наблюдаются прослойки желтовато-белых или желтых ожелезненных мелкозернистых песчаников (до 0,2 м) с обломками створок острей, ростров белемнителл и кораллов. Иногда в подошве кампана рассеяны редкие желтовато-белые или ржаво-розовые песчанистые желваки фосфорита.

В нижних горизонтах кампана изредка встречаются ростры *Belemnitella mucronata* Schloth. В более высоких горизонтах наряду с ними присутствуют створки *Gryphaea vesicularis* Lam., *Ostrea semiplana* Sow., *O. canaliculata* Sow., *O. proboscidea* Arkh. и др. Наконец, в верхних горизонтах кампана содержатся деформированные ожелезненные слепки мелкой угнетенной фауны. По-прежнему продолжают встречаться ростры *Belemnitella mucronata* Schloth. и изредка — ростры *B. langei* Schatsky.

Восточнее, на междуречье Сагиза, Уила и Эмбы, глины уже преобладают над мергелями. Граница между глинами кампана и верхнего сантона обычно может быть проведена лишь условно по появлению первых ростров *Belemnitella mucronata* Schloth. В верхней части кампана в зеленовато-серых глинах появляются единичные желваки фосфорита и выдержанные прослои известковистых зеленовато- и желтовато-серых алевролитов.

Наконец, еще восточнее, в бассейне р. Темир, нижняя часть кампана представлена однообразной толщей зеленовато-серых и темно-зеленых известковистых алевролитовых глин с подчиненными прослоями глинистых песков и алевролитов. Глины, пески и алевролиты связаны постепенными переходами, в отдельных прослоях ожелезнены и на поверхности сильно



Фиг. 28. Схема сопоставления разрезов кампана

I — междуречье Уила и Сагиза (по Н. Е. Кравченко, 1949); II — Хобдинская зона, восточное крыло купола Чингис (по В. С. Журавлеву, 1947); III — верховья р. Сагиз (по В. В. Пономареву, 1948); IV — бассейн верхнего течения р. Эмбы, левобережье р. Атжаксы (по В. И. Самодурову, 1948).
Условные обозначения см. фиг. 17

загипсованы. Кроме ростров *Belemnitella mucronata* Schloth, в них встречаются створки разнообразных острей, а в глинистых песках — банки *Alectryonia* sp.

Верхняя часть кампана образована светло-желтыми и желтыми глауконитовыми мелко- и тонкозернистыми песками и слюдистыми алевритами, которые слагают верхние части склонов останцев Байджарык, Джурун, Туркестан, Талды-Шоку и др. В них изредка встречаются расчлененные желваки фосфоритов, ростры *Belemnitella langei* Schatsky, *B. temirensis* Kolt., створки разнообразных острей и другая фауна

Выше устья р. Темир, по р. Эмбе до линии железной дороги Оренбург — Ташкент, отложения кампана представлены темно-серыми бескарбонатными песчанистыми глинами с подчиненными прослоями глинистых песков и алевритов. Эти глины и перекрывающая их опоково-глинистая толща были описаны М. М. Пригоровским и П. В. Васильевым (1928) и названы эмбенской свитой. Позднее П. Л. Безруков (1938) доказал, что нижняя часть последней относится к кампану, а верхняя, опоково-глинистая — к палеогену. В. И. Самодуров в 1948 г. нашел в бескарбонатной песчано-глинистой толще ростры *Belemnitella mucronata* Schloth, створки *Gryphaea vesicularis* Lam. и проследил переход этой толщи в карбонатные песчано-глинистые отложения кампана ниже по течению р. Эмбы. Он установил, что опоково-глинистая толща трансгрессивно, с фосфоритовым слоем в основании, залегает на бескарбонатной песчано-глинистой или же на отложениях маастрихта.

Таким образом, продвигаясь от р. Сагиз на восток, к низовьям р. Темир и верховьям р. Эмбы, мы наблюдаем последовательную смену фаций — мергели и мергелистые глины кампана к востоку сменяются мелководными бескарбонатными песчанистыми глинами с прослоями песков и алевритов.

Межкупольные депрессии в пределах этой полосы почти не разбуривались, и поэтому о мощности отложений кампана в них можно судить лишь приближенно. В пределах междуречья Сагиза и Уила ее обычно определяют равной 70—80 м. В бассейне р. Темир и ниже устья ее по р. Эмбе, в частности в полном разрезе выше устья р. Ат-жаксы (у высоты 289,1 м), по данным В. И. Самодурова, она равна 60 м. Мощность отложений верхнего кампана трудно поддается определению — с породами нижнего кампана они связаны постепенными переходами, ростры *Belemnitella langei* Schatsky и *B. temirensis* Kolt. встречаются далеко не повсеместно, а микрофауна изучена лишь в некоторых разрезах. Судя по последним, мощность осадков верхнего кампана на междуречье Сагиза, Уила и Эмбы не превышает 10—20 м и уменьшается в восточном направлении.

К востоку от Хобдинской зоны, на междуречье Уила, Сары- и Кара-Хобды в разрезах кампана преобладают серовато-зеленые гипсоносные карбонатные глины. В верхней части их, в серых, зеленовато-серых или желтовато-зеленых песчанистых глинах, обнажающихся близ пос. Игибай и Константиновский, был обнаружен верхнекампанский комплекс фораминифер (Колтыпин, 1951). В таких же глинах по левобережью р. Щегерлы-кумды, на г. Каратас-шоку, в 1950 г. Л. Б. Аристархова обнаружила ростры *Belemnitella langei* Schatsky.

В восточном направлении глины кампана в верхней части еще более опесчаниваются и к востоку от верховьев рек Уил и Кара-Хобда подразделяются на глинистую и алевритовую пачки. Нижняя из них по-прежнему представлена зеленовато-серыми, но менее карбонатными глинами, а связанная с ней постепенными переходами верхняя пачка — переслаиванием серовато-зеленых и зеленовато-желтых глин, алевритов и тонкозернистых песков, с рострами *Belemnitella langei* Schatsky.

Иногда, в частности в разрезе Новоукраинской мульды (Яншин, 1937), отложения кампана, как и в более западных разрезах, все еще представлены монотонной толщей мергелистых глин. Ниже уровня грунтовых вод они окрашены в голубоватые тона и содержат многочисленные стяжения пирита, но выше приобретают буровато- и серовато-зеленые тона, содержат кристаллы и прожилки гипса и испещрены пятнами бурых железистых окислов. В глинах встречаются *Belemnitella mucronata* Schloth. и ее варианты (по-видимому *B. langei* Schatsky и *B. temirensis* Kolt.), а в их кровле — железные слепки угнетенной фауны.

В бассейне р. Илек в основании кампана обычно проходит слой глауконитового песка, в котором, наряду с рострами сантонских *Belemnitella praecursor* Stolley, встречаются ростры *B. mucronata* Schloth. Над ним, в разрезах по р. Жарык и близ ст. Кандагач, залегают темно-зеленые плотные глины, часто переслаивающиеся с более светлыми мергелями и глинистыми глауконитовыми песками. К востоку от р. Илек глины кампана становятся слабо карбонатными, песчанистыми, и в толще их появляется большое количество тонких прослоев глауконитовых песков.

Соответственно с изменением фаций изменяется и мощность кампана. Уже на междуречье Уила, Сары- и Кара-Хобды она колеблется в пределах 40—50 м и возрастает только в тектонически опущенных участках. В частности, в Моисеевской мульде (в истоках р. Уил), судя по разрезу скв. № 9 она превышает 72 м. Восточнее, в Новоукраинской мульде, она равна 39,5 м, в районе ст. Кандагач не превышает 35 м, а к востоку от р. Илек — 20 м.

К северу от Хобдинской зоны, в приутвинских степях, нижнюю границу слоев с *Belemnitella mucronata* Schloth. точно провести невозможно. В основании их залегают немые зеленовато-серые глины, которые постепенно сменяются серовато-белыми рыхлыми глинистыми мергелями с редкими *Belemnitella mucronata* Schloth. Выше ростры этих белемнителл встречаются чаще, а мергели становятся белыми, мелоподобными и плотными. Разрез кампана здесь заканчивается плотным писчим мелом, переполненным *Belemnitella mucronata* Schloth., *B. langei* Schatsky, *Gryphaea vesicularis* Lam., *Ostrea* aff. *acutirostris* Nilss., *Inoceramus* sp. и *Echinocorys* ex gr. *ovatus* Leske. Общая мощность отложений кампана в бассейне р. Утвы не превышает 20—25 м (Безруков, 1936).

К востоку от верховий р. Утвы, в бассейне р. Большая Хобда, отложения кампана представлены уже в основном серовато-зелеными и зеленовато-серыми глинами. Мощность их в бассейне р. Большая Хобда не превышает 40—50 м, но восточнее, в бассейне р. Кара-Хобда, уменьшается до 30—40 м.

Таковыми же глинами они представлены в бассейне среднего течения р. Илек, причем по ее правобережью среди них появляются прослойки песков. Наконец, по правым притокам р. Жаксы-Каргалы, там, где отложения кампана трансгрессивно залегают на породах нижнего палеозоя, их разрез начинается горизонтом крупного хорошо окатанного галечника кристаллических и кремнистых пород. Выше, во впадинах палеозойского ложа, прослеживаются грубопесчаные зеленые глины с гальками. Еще выше обычно залегают тонкозернистые желтоватые пески (до 4 м), в подошве которых иногда проходит прослой желваков фосфорита (Яншин, 1943).

Заканчивая рассмотрение отложений кампана, отметим, что они в промысловом районе Южной Эмбы представлены чередованием слоев белого писчего мела и зеленовато-серых мергелей, причем мощность отложений зоны *Belemnitella mucronata* достигает 101 м, а зоны *Belemni-*

*tella langei*¹ — 100 м (Колтыпин, 1957). По мере движения от низовьев р. Эмбы на восток и северо-восток, к восточной части Хобдинской зоны и далее, в бассейны рек Большой Хобды и Илека, мергельно-меловая толща кампана сменяется глинисто-мергелистой, а эта последняя замещается глинами, все более и более песчаными. Намечается закономерная смена пелагических фаций прибрежными, которая не нарушается и в Хобдинской зоне. Это позволяет отрицать наличие в ее пределах крупных поднятий в кампанском веке.

Маастрихтский ярус

В восточной части Хобдинской зоны отложения маастрихта слагают погруженные участки крыльев соляных куполов и пользуются широким распространением в межкупольных пространствах. Они представлены однородной толщей писчего мела то более, то менее плотного; то тонко-то толстослоистого; то белого, то зеленовато-белого или слегка желтоватого от рассеянной окиси железа. Обычно это довольно чистый пелагический осадок, почти лишенный примеси терригенного материала (содержание CaCO_3 в нем варьирует от 90,5 до 97%). Лишь по левобережью р. Киил, вдоль сброса, отделяющего поднятие Калдыгул от основного купола Байтас, писчий мел подвергся вторичному окремнению, вероятно, обусловленному циркуляцией вод, обогащенных кремниевой кислотой.

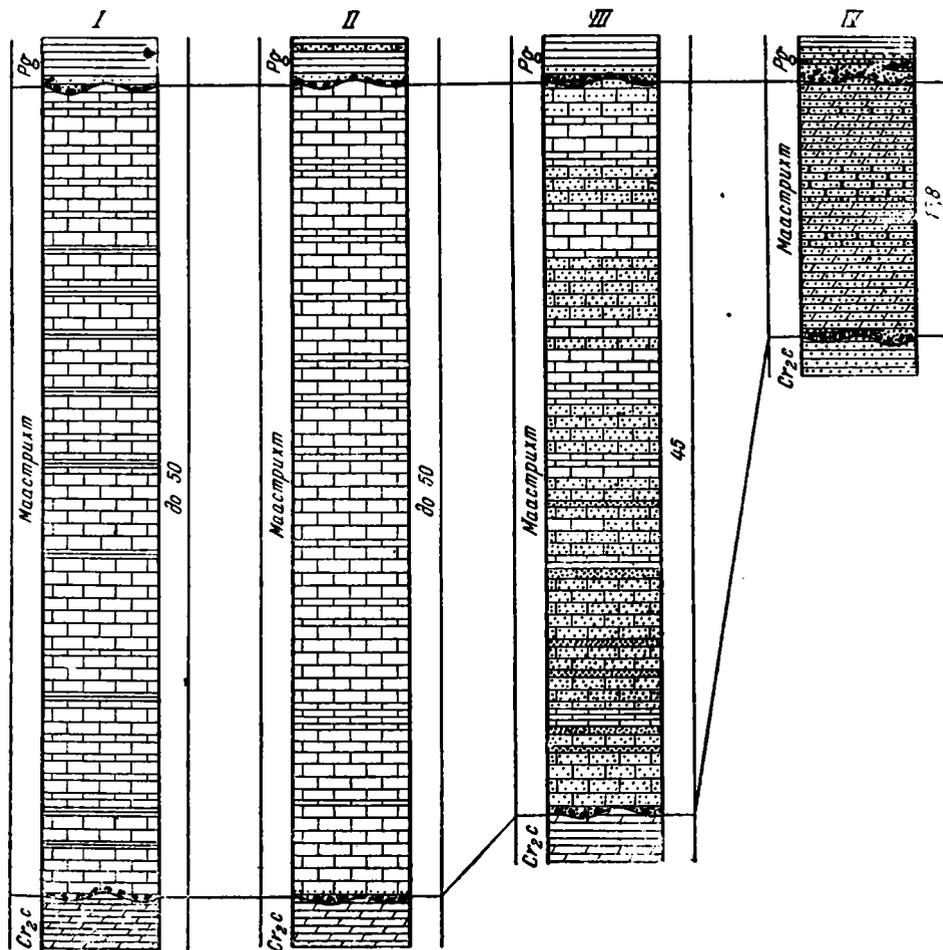
В подавляющем большинстве разрезов в основании маастрихта, в нижнем слое белого, слегка желтоватого писчего мела (0,6—1,0 м) встречается рассеянный гравий, галька и желваки коричневатого и желтовато-бурого фосфорита. Этот горизонт с рассеянными фосфоритами прослеживается на обнаженных обрывистых склонах плато Акшатау, Теректы-тау и Ак-булак-тау, в береговых обрывах балки Кульчигай и р. Жарлы, а также в ряде других пунктов.

Скв. № 1, пройденная на восточной периферии Соколовской компенсационной мульды, вскрыла отложения маастрихта мощностью до 132 м в интервале 34,73—166,78 м. В основании маастрихта над светлыми зеленовато-серыми очень плотными, слабopесчанистыми мергелями кампана здесь залегает белый, слегка зеленоватый, слабо песчанистый очень рыхлый писчий мел. Такой же характер имеет контакт кампана и маастрихта на западном крыле поднятия Южный Чингис, где по балке Кур-сай граница между этими отложениями намечается лишь по смене окраски и литологии пород. Отсутствие фосфоритов в основании маастрихта в этих разрезах, видимо, объясняется тем, что в тектонически наиболее опущенных участках фосфоритообразование не происходило.

Верхняя часть маастрихта была пройдена упомянутой скважиной и встречена в обнажениях по крутой излучине р. Жарлы, выше пос. Сахаш. У бровки этих обрывов мергелистые глины датского яруса ложатся на плотный писчий мел маастрихта, в котором встречаются ростры *Belemnella arkhangeliskii* Na j d. Они были также найдены в писчем мелу, залегающем под глинами палеогена в устье балки Кульчигай, у могил Бекберген и по левобережью р. Киил в урочище Тюбе-кудук.

Таким образом, в наиболее полных разрезах однородной толщи писчего мела по фауне выделяются осадки зоны *Belemnella arkhangeliskii*, мощность которых не превышает 10—15 м. Общая же мощность маастрихта варьирует в широких пределах — от 50 м на крыльях купола Чингис до 123 м и более в Соколовской компенсационной мульде (фиг. 29).

¹ С. Н. Колтыпин (1957) считает эту зону нижним подъярусом маастрихта.



Фиг. 29. Схема сопоставления разрезов маастрихта

I — междуречье Уйла и Сагиза (по Н. Е. Кравченко, 1949); II — Хобдинская зона, восточное крыло купола Чингис (по В. С. Журавлеву, 1947); III — верховья р. Сагиз (по В. В. Пономареву, 1948); IV — бассейн верхнего течения р. Эмбы, левобережье р. Ат-жаксы (по В. И. Самодурову, 1948).
Условные обозначения см. фиг. 17

Фауна маастрихта обильна и разнообразна — в слоях с *Belemnella lanceolata* (Sinz.) встречены *Baculites anceps* Lam. var. *leopoliensis* Nowak, *Gryphaea vesicularis* Lam., *Ostrea semiplana* Sow., *O. flabelliformis* Nilss., *O. (Alectryonia) lunata* Nilss. var. *nasuta* Mort., *Exogyra lateralis* Nilss., *Neithea simbirskensis* Orb., *Pecten (Camptonectes) cretosus* Deffr., *Spondylus* aff. *dutempleanus* Sow., *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Terebratulina gracilis* Sow., *Terebratella natalie* Chim., *Magas pumilus* Sow., *Echinocorys ovatus* Leske, *E. conicus* Ag., *Parasmilia centralis* Mant., *Serpula* sp., отпечатки мшанок и обломки призматического слоя иноцерамов.

В нижней части слоев с *Belemnella lanceolata* (Sinz.), обнажающихся в обрывах плато Акша- и Теректы-тау и представленных чередованием плотных и рыхлых разностей пещего мела, встречен комплекс фораминифер: *Orbignyina simplex* (Reuss), *O. inflata* (Reuss), *Bolivina incrassata* Reuss, *B. decurrens* (Ehr.), *Stensiöina stellaria*

Vass., *Anomalina pseudophillosa* (Carsey). Верхняя часть этих слоев представлена рыхлыми разностями писчего мела с *Anomalina* ex gr. *grosserugosa* (Gümb.), *A. midwayensis* (Plumm.), *A. welleri* (Plumm.), *Bolivina inerassata* Reuss var. *crassa* Vass., *Reussella minuta* (Marss.), *Cibicides perlucidus* (Nutt.) var. *hemicompressus* Mогоз., *Cibicides pseudoungerianus* Cushman, *Gyroldina caucasica* Subb. (Колтыпин, 1951).

В слоях с *Belemnella arkhangeliskii* Najd. встречаются *Gryphaea vesicularis* Lam., *O. semiplana* Sow., *Exogyra lateralis* Nilss., щитки ежей, мшанки и членики лилий.

К востоку от р. Киил, на междуречье Уила и Большой Хобды, отложения маастрихта прослеживаются лишь в осевых участках межкупольных депрессий и в грабенах соляных куполов. В основании их присутствует слой мела или мергеля с желваками фосфорита, которые иногда сцементированы фосфатным цементом. Выше залегает писчий мел, то чистый, то глинистый, содержащий тонкие прослойки мелоподобных мергелей. В нем встречаются многочисленные ростры *Belemnella lanceolata* (Sinz.) и содержится комплекс фораминифер: *Bolivina incrasata* Reuss, *Textularia baudoniana* Orb., *Anomalina clementiana* (Orb.) var. *laevigata* (Marie), *Buliminella laevis* (Beiss), *Bolivinoides decoratus* (Jones) var. *desnensis* Vass., *Spiroplectamina suturalis* (Kalin.) (определения Ю. П. Никитиной).

К югу от Хобдинской зоны, на междуречье Уила и Сагиза, в основании маастрихта среди песчанистого мела встречаются либо мелкие черные, либо более крупные (до 5 см в поперечнике) серовато-коричневые желваки фосфорита, источенные фоиладами. Местами они образуют фосфоритовый слой (до 0,3 м), в котором встречаются фосфоритизированные ядра пелеципод, гастропод и брахиопод, одиночные кораллы, губки и изредка ростры *Belemnella lanceolata* (Sinz.) и створки *Gryphaea vesicularis* Lam. Над ним залегает слоистая толща белого, иногда слегка голубоватого писчего мела. Иногда в толще мела проходят тонкие (до 0,2 м) прослойки известковистой белой глины.

В подавляющем большинстве разрезов здесь, как и севернее, в Хобдинской зоне, слои с *Belemnella arkhangeliskii* Najd. размыты. Ростры ее были обнаружены в кровле мела (в верхних 7—10 м) в бассейне р. Сагиз у оз. Сор-коль, к востоку от купола Мурза-адыр и по балке Жиланды, ниже линии нефтепровода Гурьев—Орск, а в бассейне р. Уил (вне Хобдинской зоны) по балке Ак-сай к западу от г. Уила, к югу от ст. Кинжалы (в районе Кинжалинского месторождения мела), а также по правобережью р. Кинжалы близ г. Камчукат.

Мощность отложений маастрихта в межкупольных депрессиях междуречья Уила и Сагиза точно не определена. Предполагают, что в бассейне р. Уил она не превышает 70—75 м, а в бассейне р. Сагиз — 40—50 м.

К востоку от верховий р. Сагиз, на водоразделе ее с р. Эмбой, чистых разностей мела в отложениях маастрихта уже нет и в нижней части их разрезов появляются маломощные прослои песков. По р. Эмбе, близ южной оконечности песков Кок-джида, отложения маастрихта еще представлены светло-серыми мелоподобными мергелями, но выше по ее течению они становятся глинистыми и песчанистыми. В низовьях ее левого притока — р. Ат-жаксы, над фосфоритовым горизонтом основания маастрихта залегают светло-желтые и кремовые песчанистые мергели, в выветреном состоянии очень рыхлые. Им подчинены прослои светло-серых или светло-желтых очень плотных сливных тонкозернистых песчаников. В мергелях и песчаниках встречаются ростры *Belemnella lanceolata* (Sinz.), а в верхней части маастрихта, под фосфорито-

вым слоем основания палеогена — ростры *Belemnella arkhangelskii* Najd.

Мощность отложений маастрихта в верхнем течении р. Эмбы иногда достигает 40 м, но обычно колеблется в пределах 6—18 м. Местами его отложения размыты нацело, и фосфоритовый слой основания палеогена залегает непосредственно на песчано-глинистой толще кампана.

Севернее, в бассейне среднего течения р. Темир, на вершинах столовых гор-останов сохранился от размыва только фосфоритовый горизонт основания маастрихта. Залегающие над ним осадки отмечены лишь в двух разрезах — по балке Кара-булак-сай, открывающейся справа в долину р. Темир, и по правому притоку этой реки — р. Боктыгарын.

По Кара-булак-саю, в Туркестанской мульде, над фосфоритовым горизонтом (до 0,5 м), состоящим из желвачного слоя и фосфоритовой плиты, залегают глауконитовые известковистые пески, переходящие в голубовато- и зеленовато-серые тонкопесчанистые мергели с *Belemnella lanceolata* (Sin z.). Мощности маастрихта здесь не превышает 20 м.

По р. Боктыгарын, на восточном крыле одноименного купола, над мергелями с *Belemnella lanceolata* (Sin z.) залегают серые плотные песчанистые мергели (до 6—10 м) с *Belemnella arkhangelskii* Najd. В их основании, разделяя осадки зон *Belemnella lanceolata* и *Belemnitella arkhangelskii*, проходит слой мергеля с гальками и единичными желваками фосфорита. Это единственный в восточной части Прикаспийской синеклизы разрез, где граница между этими зонами фиксируется фосфоритовым горизонтом.

К востоку от Хобдинской зоны, в верховьях рек Уила, Сары- и Кара-Хобды, нижние горизонты мела маастрихта становятся песчанистыми. Уже в истоках р. Тамды, в верховьях оврага Ак-шек (к югу от пос. Бессарабский), Л. Б. Аристархова среди писчего мела обнаружила линзы песка с ожелезненными песчано-известковистыми конкрециями. Только лишь к западу от пос. Константиновский, расположенного в верховьях р. Аше-кумды, были найдены ростры *Belemnella arkhangelskii* Najd. В большинстве же случаев верхняя часть осадков маастрихта здесь срезана послемеловой денудацией и абразией палеогенового моря. Морские отложения палеогена уже в верховьях рек Уил и Кара-Хобда, Илек и Темир нередко залегают непосредственно на глинах кампана. В тех же случаях, где от размыва сохранилась нижняя часть маастрихта, представленная песчанистым мелом и мергелями с фосфоритовым горизонтом в основании, ее мощность исчисляется немногими метрами (в Новоукраинской мульде она не превышает 8 м, а по правобережью р. Илек, в Жарыкской мульде — 1 м).

К северу от Хобдинской зоны — в верховьях рек Киил и Утва, в бассейнах рек Большая и Малая Хобда, в бассейне р. Илек ниже устья р. Ак-су — отложения маастрихта представлены в фации писчего мела (Безруков, 1936а; Коробов, 1952; Яншин, 1943). В основании маастрихта повсеместно располагается слой песчанистого, неравномерного ожелезненного мела с рассеянными желваками фосфорита, а выше лежит монотонная толща белого, то чистого, то несколько глинистого мела. В средней части ее иногда встречаются пропластки (3—5 см) зеленовато-белого глинистого мергеля. В самой верхней ее части, в верховьях рек Утвы и Ак-булака (левого притока р. Ишкырган), прослеживаются кремовые мелоподобные известняки, обладающие раковистым изломом (Безруков, 1936).

Фауна маастрихта здесь изучена еще очень слабо, но известно, что ростры *Belemnella lanceolata* (Sin z.) доходят до самой кровли разреза писчего мела. Только к западу от верховий р. Утвы, в верховьях р. Аще-сай-Уленты (Безруков, 1936) и на водоразделе рек Кара-Хоб-

ды и Илека, у пос. Черноводского (Кудинова и Шахварстова, 1932), в верхней части меловой толщи найдены ростры *Belemnella arkhangeliskii* Najd.

Мощность маастрихта в верховьях рек Утвы, Киила и левых притоков р. Илека (впадающих ниже устья р. Большая Хобда) достигает 80—100 м, в бассейне р. Большая Хобда — 70—80 м, на междуречье Большой Хобды и Илека уже не превышает 40—50 м. По правобережью р. Илек, в бассейнах рек Большой Песчанки и Ветлянки, она не превышает 25 м (Яншин и Фокин, 1934), но в разрезах Тье-гасской мульды вновь достигает 70 м (Шахварстова и Шашкова, 1934).

К востоку от р. Большая Хобда мел маастрихта становится более глинистым и содержит значительное количество прослоев мелоподобных мергелей. Наконец, к востоку от р. Илек, в верховьях рек Киалы-Буртя и Жаксы-Каргала, над песками кампана наблюдается фосфоритовый горизонт основания маастрихта, состоящий из желвачного слоя, перекрытого фосфоритовой плитой. Восточнее, где маастрихт залегает непосредственно на породах нижнего палеозоя Орь-Илекского водораздела, фосфоритовый горизонт замещается слоем галечника палеозойских пород. Над фосфоритовым или галечниковым горизонтом залегают либо рыхлые песчанистые мергели с прослоями кремнистых стяжений, либо мергелистые, кварцево-глауконитовые пески. Выше прослеживаются либо темно-зеленые глауконитовые пески (до 3—3,5 м), переходящие кверху в зеленые жирные глины (до 1,5—2 м), либо зеленовато-серые листоватые глины (до 3 м), в нижней части содержащие прослойки кремнистых стяжений. В нижней части этих песков или глин (в нижних 0,5 м) еще встречаются многочисленные ростры *Belemnella lanceolata* (Sinz.), но выше появляются ростры *Belemnella arkhangeliskii* Najd. Общая мощность маастрихта в крайних восточных разрезах не превышает 15 м (Яншин, 1943).

Заканчивая рассмотрение отложений маастрихта, отметим, что они в промысловом районе Южной Эмбы представлены белым писчим мелом (до 90 м), иногда плотным и песчанистым, переслаивающимся с зеленовато-серыми глинистыми и серыми песчанистыми мергелями (Колтыпин, 1957). По мере движения на восток и северо-восток писчий мел постепенно замещается светлыми мелоподобными, все более и более песчанистыми мергелями. Эти мергели вблизи от береговой линии верхнемелового моря непосредственно и резко сменяются кварцево-глауконитовыми песками. Глины наблюдаются только лишь в прибрежной фации слоев с *Belemnella arkhangeliskii* Najd. Глинистая фация в отложениях зоны *Belemnella lanceolata* не известна. Ее отсутствие А. Л. Яншин (1943, стр. 332) связывал «...с уменьшением приноса терригенного материала, вследствие затопления денудировавшихся ранее массивов палеозоя, и с необычайно пышным расцветом в это время фауны планктонных фораминифер, дававших главную массу осадка». Чистым пелагическим осадком: писчим мелом, почти без примеси терригенного материала, представлены отложения маастрихта в восточной части Хобдинской зоны и на смежных с нею площадях — в бассейнах рек Уила, Большой Хобды и Утвы. Это показывает, что в период накопления осадков маастрихта никаких крупных поднятий в Хобдинской зоне не было.

Датский ярус

Отложения датского яруса в северной части Прикаспийской синеклизы распространены в пределах значительной полосы широтного направления, которая протягивается от оз. Челкар на западе до оз. Сулу-коль в верховьях р. Утвы на востоке (Безруков, 1936, 2; Жутеев, 1938;

Яншин, 1943). Во многих пунктах над писчим мелом маастрихта залегают белые грубые мелоподобные органогенные известняки, то довольно рыхлые, то перекристаллизованные и уплотненные. Только в верховьях рек Карак- и Танас-Анкаты отложения датского яруса представлены в более мелководных фациях — в известняках встречаются зерна глауконита, слабо окатанные обломки кварца и даже псевдоконгломераты (на р. Танас-Анкаты), состоящие из глыб известняка, которые имеют тот же состав, что и цементирующая их масса, но почти совершенно не содержат фауны. Переход между отложениями маастрихта и датского яруса иногда постепенный, но обычно они разделены очень тонкой прослойкой рыхлого фосфоритизированного (до 9,5% P_2O_5) известняка с бурыми пятнами и железистыми примазками. Отложения датского яруса содержат довольно многочисленную и разнообразную фауну, среди которой П. Л. Безруков (1936^{1,2}) указал ряд руководящих форм и в их числе — *Echinocorys sulcatus* Goldf. Он отметил, что мощность отложений датского яруса непостоянна, так как они подвергались интенсивному размыву в начале палеогена. Если на северном берегу оз. Челкар их мощность достигает 5,5 м, то на северном берегу оз. Сулуколь сохранился лишь небольшой пласт известняков датского возраста мощностью 0,2 м.

Работами последних лет граница распространения отложений датского яруса несколько сдвинута к югу.

В 1947 г. автор обнаружил их в восточной части Хобдинской зоны — в компенсационной мульде на западном крыле поднятия Северный Чингис и в Соколовской компенсационной мульде. На восточной периферии Хобдинской зоны отложения датского яруса были найдены в 1958 г. Н. П. Салтыковой и А. Е. Шлезингером в компенсационных мульдах куполов Байжан-мола и Черкесский и в мульде оседания купола Чулукаин.

На западном крыле поднятия Северной Чингис, в верхней части правобережных обрывов крутой излучины р. Жарлы, над плотным мелом зоны *Belemnella arkhangeliskii* залегают пачка (2,5—3,0 м) светлых зеленовато-серых мергелистых глин. Граница между глинами и нижележащим мелом улавливается еще издали, по перелому профиля склона берегового обрыва. От мела глины датского яруса отделены очень тонкой ожелезненной фосфатной корочкой. Они переполнены хорошо сохранившимися ежами *Echinocorys sulcatus* Goldf. и мшанками. В глинах был встречен датский комплекс фораминифер: *Bolivinopsis* sp., *Arenobulimina presli* (Reuss), *Plectina convergens* (Keller), *Clavulina pseudohumilis* Moroz., *Stensiöina beccariformis* White, *S. caucasica* (Subb.), *Pulvinulinella alata* (Marss.), *Bolivina primatumida* White, *Reussella minuta* (Marss.) *Bolivinoides praearagonensis* Moroz. in litt., *Anomalina* aff. *grosserugosa* (Gumb.), *A. umbilicatula* Mjatl., *A. praeacuta* Vass., *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Morrey, *Cibicides* ex gr. *lobatulus* (Walker et Jacob), *Globigerina pseudobulloides* Plum., *G. triloculinoidea* Plum. (определение В. Г. Морозовой).

Отложения датского яруса были встречены в интервале 8—34,73 м скв. № 1, пройденной на восточной периферии Соколовской компенсационной мульды. В этом интервале над мелом маастрихта залегают пачка зеленовато-белых сильно мергелистых плотных слабо песчаных глин, в нижней части переслаивающихся с зеленовато-белыми мелоподобными мергелями. Глины содержат мелкие бледно-охристые вкрапления и обломки створок *Gryphaea pitcheri* Mort., *Gryphaea vesicularis* Lam., а в нижней части их был встречен хорошо сохранившийся *Echinocorys sulcatus* Goldf. Видимая мощность отложений датского яруса по

скв. № 1 равна 26,63 м, а истинная, судя по расположению ближайших обнажений палеогена, по-видимому, не превышает 30 м.

На восточной периферии Хобдинской зоны, в компенсационной мульде купола Байжан-мола, в верховьях ручья Кельте-сай на поверхности останца, сложенного мелом маастрихта, прослеживаются глыбы светло-серых плотных перекристаллизованных известняков с плохо сохранившимися отпечатками мшанок. Непосредственный контакт их с нижележащими породами не наблюдался.

Из известняков В. Г. Морозова определила комплекс микрофауны: *Anomalina pertusa* (Marsson), *Globigerina triloculinoides* Plum., *Bolivina* ex. gr. *incrassata* Reuss.

В компенсационной мульде купола Черкесский, на поверхности останца, сложенного мелом маастрихта, встречаются обломки светло-серого плотного известняка, трещины которого заполнены кристаллами кальцита. В известняке встречаются массовые скопления перемятых створок пеллеципод и брахиопод плохой сохранности. Характер пород и стратиграфическое положение позволяет условно отнести их к отложениям датского яруса.

В мульде оседания купола Чулукаин отложения датского яруса были вскрыты скважиной под породами палеогена на глубине 60 м. Здесь они представлены зеленовато-серыми плотными известняками, содержащими крупные зерна глауконита и рассеянные желваки бурого фосфорита. В их основании прослеживается маломощный прослой кварцевой гальки и желваков фосфорита, залегающий над писчим мелом маастрихта с рострами *Belemnella lanceolata* (Schloth.). В известняках содержится датский комплекс микрофауны: *Reussella minuta* (Marsson), *Reussella paleocenica* Brotz., *Anomalina pertusa* (Marsson), *Globigerina triloculinoides* Plum., *Buliminella ventricosa* Brotz., *Bolivina* ex. gr. *incrassata* Reuss, *Vaginulina robusta* Plum. (определения Ю. П. Никитиной). Мощность описываемых отложений не превышает 3 м, причем по периферии мульды отложения датского яруса отсутствуют.

Наличие отложений датского яруса в восточной части Хобдинской зоны свидетельствует, что она, в отличие от более южных и восточных участков Прикаспийской синеклизы, равно как и простирающиеся севернее приутвинские степи, была залита водами неглубокого моря.

К югу от Хобдинской зоны, на междуречье Уила и Сагиза, Сагиза и Эмбы, отложения датского яруса отсутствуют. Только значительно южнее, в нижнем течении р. Эмбы, по ее левобережью, они вновь проявляются в разрезе верхнего мела (Баярунас, 1916; Колтыпин, 1957) и представлены глинистыми зеленовато-серыми и кирпично-красными мергелями и серыми известняками с прослоями рыхлого белого писчего мела и зеленовато-серых известковистых глин. Максимальная мощность датских отложений здесь достигает 73 м (Колтыпин, 1957).

Таким образом, в восточной части Прикаспийской синеклизы отложения датского яруса пользуются ограниченным распространением и установлены лишь в бассейне р. Утвы и в восточной части Хобдинской зоны, а также по левобережью р. Эмбы в ее нижнем течении. Территория, лежащая в пределах междуречья Уила, Сагиза и Эмбы, в датское время была, вероятно, сушей.

ПАЛЕОГЕН

Переходя к рассмотрению отложений палеогена, отметим, что они наиболее полно и мощно развиты только в южной части Прикаспийской синеклизы, а в северо-восточной сохранились лишь частично, в макси-

мально прогнутых участках некоторых межкупольных депрессий и грабенных, рассекающих купола. Только к востоку от р. Темир, в верховьях рек Эмбы и Ори, вплоть до подножья Мугуджар, они распространены на значительной площади, перекрывая маломощным чехлом породы верхнего мела. Севернее отдельные пятна отложений палеогена встречаются лишь местами на высотах Орь-Илекского водораздела.

В южной части Прикаспийской синеклизы отложения палеогена от нижних горизонтов, отвечающих палеоцену, до верхнего олигоцена представлены морскими фациями. В северо-восточной части синеклизы разрез палеогена обычно начинается морскими отложениями среднего и частично верхнего эоцена и заканчивается континентальными отложениями верхнего эоцена, а в бассейне р. Эмбы, близ устья р. Темир, континентальными отложениями олигоцена. Если в последние годы в южной части Прикаспийской синеклизы отложения палеогена изучены детально, то в ее северо-восточной части они остаются слабо изученными. Фауна в морских и флора в континентальных отложениях палеогена здесь встречается изредка и далеко не повсеместно. Поэтому возраст отдельных свит местного разреза палеогена — нижней, морской и верхней, континентальной, во многих случаях может быть определен лишь условно.

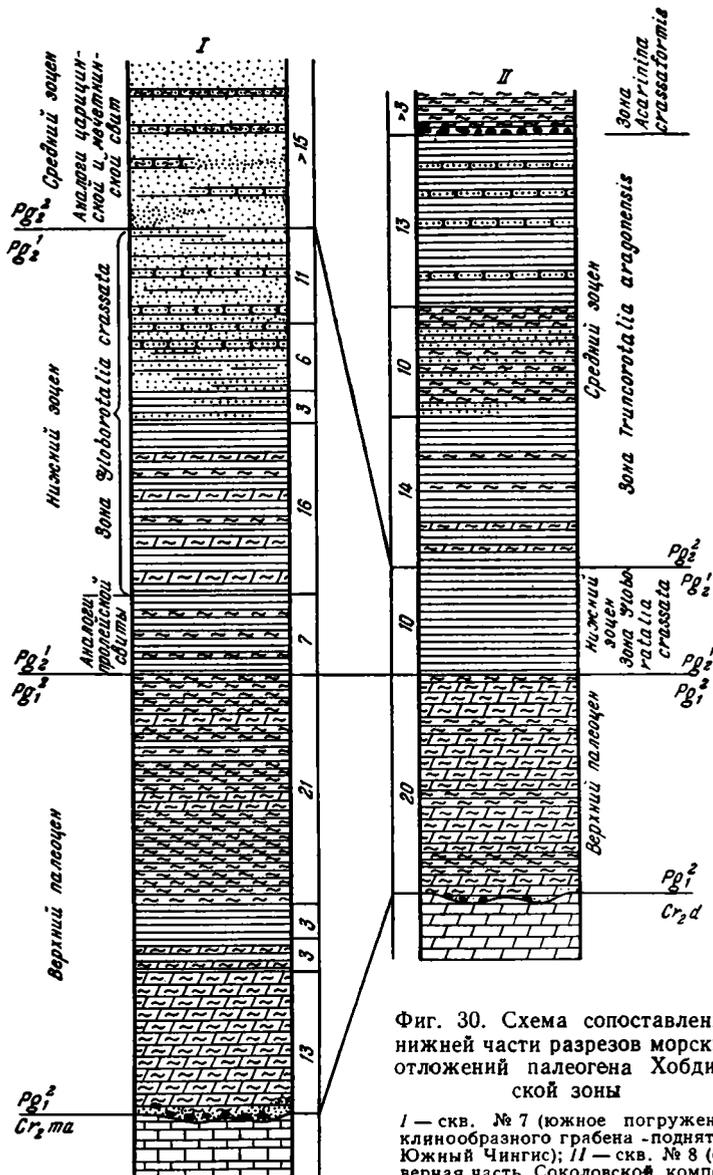
Морские отложения палеогена

В восточной части Хобдинской зоны морские отложения палеогена сохранились от размыва в ограниченном количестве пунктов. Они слагают плоские вершины водораздельных возвышенностей, протягивающихся по правобережью рек Уил и Киил и отмечены в бассейне р. Жаксыбай на южном погружении клинообразного грабена, разделяющего поднятие Южный Чингис на два крыла. По правобережью р. Киил они выполняют область максимального прогибания Соколовской компенсационной мульды, а к востоку от этой реки встречаются отдельными пятнами на междуречье Уила и Большой Хобды.

Самые нижние горизонты морских отложений палеогена в восточной части Хобдинской зоны обнажены по правобережью р. Жаксыбай, у могил Бекберген-мола. На южном погружении клинообразного грабена, разделяющего поднятие Южный Чингис на два крыла, на писчий мел зоны *Belemnella arkhangelskii* с угловым несогласием до 10° ложатся глины и песчаники палеогена. В их основании прослеживается горизонт серых окатанных желваков фосфорита до 3 см в поперечнике, над которым залегают светло-серые, слегка коричневатые опоковидные глины, чередующиеся с такими же по окраске, но более темными по тону глинами. Глины содержат очень тонкие прослойки светло-серых тонкозернистых песков и редкие прослойки (до 5 см) синевато-серых плотных тонкослоистых тонкозернистых песчаников.

Скв. № 7 Прикаспийской экспедиции ВАГТ (фиг. 30), пробуренная в 1958 г. несколько южнее обнажения у могил Бекберген-мола, в приустьевой части балки Чили-сай, в интервале 64—104 м вскрыла отложения верхнего палеоцена, под которым залегают белый писчий мел, хорошо охарактеризованный фораминиферами зоны *Reussella minuta*, отвечающей зоне *Belemnella arkhangelskii*. Над мелом прослеживается пачка светло-серых легких плотных опок (до 13 м), в основании которых встречаются гальки фосфорита и линзы крупнозернистых глауконитовых песков. Выше залегают серые опоковидные глины (до 3 м), переслаивающиеся со светло-серыми опоками, а затем такие же глины (до 3 м) с прослоями более темных слонистых пластичных глин. Наконец, еще выше встречается пачка серых опоковидных очень плотных глин (до 21 м), иногда переходящих в глинистые опоки.

Принадлежность упомянутых отложений (до 40 м мощностью) к верхнему палеоцену установлена Ю. П. Никитиной по наличию в них следующего комплекса фораминифер: *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Spiroplectammina elongata* Nikit. msc., *S. spectabilis* Grzyb., *Glomospira*



Фиг. 30. Схема сопоставления нижней части разрезов морских отложений палеогена Хобдинской зоны

1 — скв. № 7 (южное погружение клинообразного грабена - поднятия Южный Чингис); 11 — скв. № 8 (северная часть Соколовской компенсационной мульды).
Условные обозначения см. фиг. 17

charoides Parker et Jones, *Globigerina varianta* Subb., *G. triloculinoidea* Plumm., *G. subsphaerica* Subb., *Anomalina danica* Brotz., *Cibicides hemicompressus* Moroz., *Stensiöina costata* Vass., *Stensiöina caucasica* (Subb.), *Cristellaria wortex* White и радиолярий палеоценового облика.

Над опоковидными глинами и опоками верхнего палеоцена Ю. П. Никитина по микрофауне выделила отложения нижнего эоцена — аналоги пролейской свиты Поволжья (в интервале 57—64 м) и осадки зоны *Globorotalia crassata* (в интервале 21—57 м).

Аналоги пролейской свиты Поволжья в разрезе скв. № 7 представлены темно-серыми и серыми известковистыми глинами, содержащими прослой и линзы серых опоковидных глин и серых карбонатных слюдистых алевроитов (последние прослеживаются преимущественно в самом основании их разреза). В глинах были встречены: *Acarinina pentacamerata* (Subb.), *A. intermedia* Subb., *A. conicotruncata* (Subb.), *Globigerina varianta* Subb., *G. subsphaerica* Subb., *G. eocaena* Terquem, *Globorotalia* sp., *Nonionella turgida* Cushman, *Gümbelina* sp., радиолярии эоценового облика, переотложенные *Arenobulimina* sp. и *Stensiöina exculpta* (Reuss), а в основании глин, в серых алевроитах — иглы морских ежей. Ю. П. Никитина указывает, что комплекс микрофауны из этих глин характеризуется смешанным составом эоценовых и палеоценовых видов, среди которых встречена типичная для палеоцена *Acarinina conicotruncata* (Subb.). Однако присутствие палеоценовой микрофауны в отложениях нижнего эоцена отмечается и в Донецких разрезах и в Поволжье (пролейская свита Поволжья относится одними исследователями к палеоцену, а другими — к нижнему эоцену).

Осадки зоны *Globorotalia crassata* в разрезе скв. № 7 представлены в нижней части темно-серыми глинами (до 16 м) с прослоями серых опоковидных глин и опок. Выше залегают зеленовато-серые известковистые глины (до 3 м) с прослойками и гнездами зеленовато-серого кварцево-глауконитового песка. Над ними наблюдаются серые алевроиты (до 6 м), переслаивающиеся с серыми глинами и содержащие прослой и линзы кварцево-глауконитовых песков и песчаников. Наконец, еще выше залегают такие же алевроиты (до 11 м) с редкими прослойками глин и линзовидными прослойками темно-зеленых кварцево-глауконитовых песков и песчаников.

Из нижней части осадков этой зоны (в интервале 41—57 м) Ю. П. Никитина определила следующий комплекс микрофауны: *Acarinina pentacamerata* (Subb.), *A. intermedia* Subb., *A. conicotruncata* (Subb.), *Globigerina pseudoeocaena* Subb., *G. varianta* Subb., *G. trilocolinoides* Plum., *Globorotalia crassata* (Cushman), *Globorotalia* sp., *Nonionella turgida* Cushman, *Spiroplectamina carinatiformis* Mогоz., *Baggina valvulinariaformis* (N. Букова), *Loxostomum applinae* (Plum.), *Dentalina longiscata* Orb., *Gümbelina* sp., *Cibicides* sp., *Siphonina* sp., *Nummulites* sp.

Из верхней части осадков этой зоны (в интервале 21—32 м) она же определила: *Globigerina pseudoeocaena* Subb., *G. varianta* Subb., *G. trilocolinoides* Plum., *Loxostomum applinae* Plum., *Dentalina longiscata* Orb., *Cibicides* ex gr. *floridanus* (Orb.), *Acarinina* sp. ind., *Gümbelina* sp., *Nummulites* sp., *Discocyclus* sp.

Ю. П. Никитина указывает, что для отложений нижнего эоцена, вскрытых этой скважиной, наиболее характерными являются: *Globorotalia* sp. (с высокими камерами), встречающиеся в отложениях нижнего эоцена северо-западной части Прикаспийской синеклизы, *Globigerina pseudoeocaena* Subb., *G. varianta* Subb., *Acarinina intermedia* Subb., *Nonionella turgida* Cushman, а также мелкие нуммулиты и дискоциклины.

Мощность отложений нижнего эоцена в скв. № 7 равна 43 м, причем мощность слоев, сопоставимых с пролейской свитой Поволжья, равна 7 м, а осадков зоны *Globorotalia crassata* — 36 м.

Над алевритами нижнего эоцена Ю. П. Никитина по микрофауне условно выделила отложения среднего эоцена, которые, возможно, являются аналогами царичинской и даже мечеткинской свит Поволжья. Скв. № 7 вскрыла их в интервале 5—21 м. Они представлены светло-серыми глинистыми алевритами с линзовидными прослойками и гнездами зеленых кварцево-глауконитовых песков, а также с прослойками светло-серых опоквидных тонкозернистых песчаников. Их мощность превышает 16 м, и на их размытой поверхности залегают желтовато-бурые делювиальные суглинки, в которых встречаются переотложенные фораминиферы сенона.

Из упомянутых алевритов и песчаников Ю. П. Никитина определила следующий комплекс микрофауны: *Globigerinella voluta* (White), *Globigerina* sp. ind., *Cibicides* ex gr. *floridanus* (Orb.), *Loxostomum applinae* (Plum m.), *Nodosaria bacillum* Defr., *Lenticulina longiforma* (Plum m.), *L. rotulata* (Roem.), *Acarinina* sp. ind., *Gümbelina* sp. ind., а также радиоларии эоценового облика — *Cenosphaera* sp., *Cenodiscus* sp.

К сожалению, этими алевритами и песчаниками заканчивается известный нам разрез палеогена по балке Чили-сай (фиг. 30). Только ниже ее устья по правобережью р. Жаксыбай до могил Арикбай-кадыр, на южном погружении клинообразного грабена, разделяющего поднятие Южный Чингис на два крыла, обнажаются более высокие горизонты среднего эоцена. На половине расстояния между устьем Чили-сай и могилами Арикбай-кадыр, на крутой, обращенной к югу, излучине р. Жаксыбай, в наиболее погруженной части клинообразного грабена, обнажаются пепельно-серые, светло-коричневые и желтовато-бурые плотные каменистые слабо песчаные глины с редкими прослойками светло-серых кремнистых песчаников. В отдельных прослоях глины интенсивно ожелезнены и содержат мелкие кристаллики гипса и примазки ярозита.

Фауна в глинах палеогена, обнажающихся по р. Жаксыбай, не была найдена, и только при микропалеонтологическом анализе В. Г. Морозовой в них удалось обнаружить единичные экземпляры *Radiolaria* sp., ничего не дающие для определения возраста.

Еще один разрез нижней части морских отложений палеогена был вскрыт скв. № 8 Прикаспийской экспедиции ВАГТ, пробуренной в северной части Соколовской компенсационной мульды (фиг. 30). Эта скважина была задана на бровке безымянного оврага, открывающегося в долину р. Киил ниже развалин пос. Новосельный. Над мергелями датского яруса в интервале 55—75 м она вскрыла серые опоквидные глины и окремненные опоки (до 20 м), содержащие следующий комплекс фораминифер: *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Spiroplectamina elongata* Nikit. msc., *Glomospira charoides* (Parker et Jones), *Stensiöina costata* Vass., *S. caucasica* (Subb.), *Epistomina paleogenica* Mjatl. и др. Этот комплекс, по заключению Ю. П. Никитиной, типичен для отложений верхнего палеоцена Прикаспийской синеклизы, благодаря чему возраст опоквидных глин и опок может считаться точно датированным.

Над опоквидными глинами и опоками верхнего палеоцена Ю. П. Никитина по микрофауне в интервале 45—55 м выделила отложения зоны *Globorotalia crassata* нижнего эоцена, представленные серыми известковистыми алевритистыми или жирными глинами (до 10 м).

В этих глинах были встречены: *Globorotalia crassata* (Cushm.), *G. lensiformis* Subb., *G. planoconica* Subb., *Globigerina pseudoecaena* Subb., *G. varianta* Subb., *Spiroplectamina carinatiformis* (Moroz.), *Spiroplectamina* ex gr. *spectabilis* (Grzyb.), *Acarinina conicotruncata* (Subb.), *A. pentacamera* (Subb.), *Anomalina pseudoacuta* Nikit. et Moroz. in litt., *A. danica* (Brotz.), *Cibicides* ex gr. *pseudoungerianus* (Orb.), *Cibicides* ex gr. *floridanus* (Orb.), *Bifarina eleganta*

(Plummer), *Nonionella turgida* (Williamson) и радиолярии плохой сохранности. Ю. П. Никитина указывает, что наличие в этом комплексе *Globorotalia crassata* (Cushman) и *G. lensiformis* Subb. наряду с *G. planoconica* Subb. и др. подтверждает нижнеэоценовый возраст рассматриваемых отложений. От комплекса фораминифер зоны *Globorotalia crassata* разрезов Северного Кавказа этот комплекс отличается присутствием *Acarinina conicotruncata* (Subb.), которая признана типичным палеоэоценовым видом, но в упомянутых глинах встречается совместно с *Globorotalia crassata* (Cushman). Местными характерными видами нижнего эоцена в этом комплексе являются *Nonionella turgida* (Williamson) и *Spiroplectamina* ex gr. *spectabilis* (Grzyb.).

Над глинами нижнего эоцена Ю. П. Никитина по микрофауне в интервале 8—45 м выделила отложения зоны *Truncorotalia aragonensis* среднего эоцена. Разрез среднего эоцена здесь начинается не глинистыми алевроитами, как в скв. № 7, а зеленовато-серыми и серыми известковистыми глинами, реже опоковидными (до 14 м). В их нижней части встречаются прослои темно-серых окремненных опок. Над ними залегают серые опоковидные слюдястые глины (до 10 м) с прослойками серых слюдястых песков и алевроитов. Наконец, еще выше наблюдаются светло-серые и зеленовато-серые тонкопесчанистые глины (до 13 м), содержащие редкие тонкие прослойки светло-серых кремнистых тонкозернистых песчаников. Мощностъ отложений зоны *Truncorotalia aragonensis* в разрезе скв. № 8 равна 37 м.

Из ее глин Ю. П. Никитина определила следующий комплекс микрофауны: *Globigerina pseudoeocaena* Subb., *G. varianta* Subb., *G. inaequispira* Subb., *Acarinina pseudotopilensis* Subb., *A. pentacamerala* (Subb.), *Cibicides ungerianus* (Orb.), *Anomalina mantaensis* Galloway et Morrey, *A. grosserugosa* (Gümb.), *Spiroplectamina spectabilis* (Grzyb.), *Gaudryina subbotinae* Welmin, *Frondicularia tenuissima* Hantk., *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., *Rhizammina* sp., *Proteonina barbara* Mjatl. in litt., *Cenosphaera* sp., *Sethopyramis* sp. В этих глинах был встречен сравнительно богатый комплекс радиолярий, известный из царицынской свиты Поволжья и ее аналогов на Саломанычском междуречье и Ергенях. Возраст царицынской свиты Поволжья на основании непосредственного прослеживания ее по профилям и караттажным диаграммам, показавшим соответствие ее зоне *Truncorotalia aragonensis* в разрезах Предкавказья, определяется Е. К. Шукиной и Ю. П. Никитиной как средний эоцен — нижняя часть лютецкого яруса. Среди фораминифер в этих глинах присутствует среднеэоценовый комплекс глобигерин с единичными *Acarinina pseudotopilensis* Subb., которые в промысловом районе Южной Эмбы характеризуют нижнюю часть среднего эоцена — зону *Truncorotalia aragonensis*.

Глины, слагающие верхнюю часть разреза отложений зоны *Truncorotalia aragonensis*, обнажаются в основании левого склона безымянного оврага, на бровке которого была задана скв. № 8. Здесь, близ дороги, связывающей пос. Новосельный и Соколовский, над этими глинами (их видимая мощностъ не превышает 2,5 м) прослеживается маломощный (до 0,4 м) слой грязно-серовато-желтых глауконитовых глинистых мелкозернистых песков. В основании и кровле они интенсивно ожелезнены и окрашены в ржаво-желтые тона. Среди песков рассеяны источенные фосолами мелкие желваки зеленовато-черных фосфоритов, окатанный гравий кварца и кремня до 0,5 см в поперечнике, хрупкие створки мелких *Ostrea* sp., мелкие позвонки, кости и зубы акул *Odontaspis winkleri* (Ag.) Le g., *O. macrota* Ag., *O. hopei* Ag., *Xiphodolamia ensis* Leidy, *Otodus* sp. (определения В. В. Меннера).

В желваках фосфорита встречаются обрывки водорослей *Lithothamnium* sp., многочисленные *Nummulites murchisoni* Вгиппег, известные из лютецкого яруса среднего эоцена Западной Европы, а также более редкие *Nummulites gizehensis* (Forsk.) var. *armeniensis* Meffert и *Operculina* sp. (определения С. С. Кузнецова по нашим сборам и более поздним сборам С. А. Жутеева). Наконец, в песках содержится комплекс микрофауны: *Siphonodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Globigerina* aff. *eocaenica* Terquem, *Globorotalia pseudoscitula* Glaessn., *Cibicides ungerianus* (Orb.), *Anomalina grosserugosa* (Gümb.), указывающий на принадлежность их к эоцену, точнее к среднему эоцену (определения В. Г. Морозовой).

Над слоем песков с фауной в верхней части обнажения залегают грязно-зеленовато-серые плотные опоковидные тонкопесчанистые глины. Они содержат многочисленные тонкие прослойки светло-серых опоковидных кварцево-глауконитовых тонкозернистых песчаников и примазки грязно-зеленовато-желтых глин. Их видимая мощность не превышает 2,5 м.

Скв. № 8 эти глины вскрыла в интервале 5—7,6 м непосредственно над делювиальными суглинками. В них Ю. П. Никитина определила следующий комплекс микрофауны: *Acarinina pentacamerata* (Subb.), *Clavulina aquschanica* Damp. in litt., *C. humilis* Brady, *Bifarina millepunctata* (Tutk.), *Anomalina grosserugosa* (Gümb.), *Robulus radiatus* Bornemann, *Chilostomella ovoidea* Reuss, *Spiroplectamina carinatiformis* (Moroz.), *Nodosaria bacillum* Defr., *Globigerina inaequispira* Subb. и др. Судя по присутствию в глинах *Acarinina pentacamerata* (Subb.), наряду с *Clavulina aquschanica* Damp. in litt., встречающейся в промысловом районе Южной Эмбы в зоне *Acarinina crassaformis* и *Bifarina millepunctata*, появляющейся в отложениях той же зоны, Ю. П. Никитина считает, что в данном интервале скв. № 8 вскрыла аналоги зоны *Acarinina crassaformis* среднего эоцена, отвечающей верхней части лютецкого яруса. Слой глауконитовых песков с желваками фосфоритов, отмеченный выше, залегает в подошве глин этой зоны.

Более высокие горизонты разреза морских отложений палеогена (по-видимому, относящиеся частично к среднему, частично к верхнему эоцену) в области максимального прогибания Соколовской компенсационной мульды встречены по правым отвержкам балки Кара-айгыр, где обнажаются серые, различные по тону окраски, тонкопесчанистые глины с мелкими охристыми пятнышками и многочисленными тонкими прослойками таких же по окраске, но более светлых по тону кремнистых тонкозернистых песчаников и реже алевролитов. Видимая мощность этих глин не превышает 46 м.

Общая мощность морских отложений палеогена в восточной части Хобдинской зоны может быть определена лишь условно. В Соколовской компенсационной мульде по расчетным данным она достигает 110 м, но на южном погружении клинообразного грабена, разделяющего поднятие Южный Чингис, она, вероятно, существенно возрастает. Об этом косвенно можно судить по заметному увеличению мощности нижней части разреза морских отложений палеогена. Если в скв. № 8 (Соколовская компенсационная мульда) мощность отложений верхнего палеоцена равна 20 м, а нижнего эоцена — 10 м, то в скв. № 7 (клинообразный грабен поднятия Южный Чингис) их мощности соответственно равны 40 и 43 м (фиг. 30).

Верхняя возрастная граница морских отложений палеогена Хобдинской зоны также определяется условно, так как микрофауна из верхней части их разреза не изучалась. О ее возрасте, однако, можно судить по

ряду косвенных признаков. Слои с нуммулитами лютецкого яруса, помимо обнажения в районе скв. № 8, известны еще в ряде пунктов северной части Прикаспийской синеклизы. Они впервые были найдены В. С. Васильевым (1934) и детально изучены С. А. Жутеевым (1938, 1939, 1953, 1954) в разрезе г. Сантас на северном побережье оз. Челкар. С. А. Жутеев (1953, 1954) выделяет их в так называемый сантасский горизонт, замечая при этом, что слои «...которые лежат выше и ниже этого горизонта, оказались с признаками эоценовых отложений» (Жутеев, 1953, стр. 84). На этом основании пачку опок и глин, залегающую между сантасским горизонтом и датским или маастрихтским ярусами, он отнес условно к палеоцену — нижнему эоцену.

По данным С. А. Жутеева (1954), отложения сантасского горизонта образованы белыми, серыми и зелеными глауконитовыми песками, которые иногда содержат галечники и фосфориты. В песках наблюдаются прослой глауконитовых песчаников и серых известняков, переполненных нуммулитами и ортофрагминами (дискоциклинами). Мощность сантасского горизонта в районе оз. Челкар (г. Сантас, р. Солянка), на Январцевском куполе и несколько южнее — у с. Ново-Семеновка, равна 11—12 м, а у с. Песчаный Мар, к северо-востоку от г. Новоузенска, достигает 25 м. В Соколовской компенсационной мульде сантасскому горизонту С. А. Жутеева, по-видимому, отвечает слой песков (до 0,4 м), проходящий в подошве зоны *Acarinina crassaformis* среднего эоцена.

Видовой состав нуммулитов ортофрагминовой ассоциации сантасского горизонта близок к видовому составу той же фауны среднего эоцена Кавказа и Мангышлака. Поэтому можно утверждать, что нуммулитовая фаза среднего эоцена от северных склонов Большого Кавказа прослеживается на север до возвышенностей Общего Сырта (Горн и Кузнецов, 1952).

Определяя возраст сантасского горизонта как среднеэоценовый, С. А. Жутеев (1953, 1954) выделил вышележащие опок и глины под именем челкарского горизонта верхнего эоцена. В нижней половине этого горизонта от оз. Челкар до с. Песчаный Мар прослеживается пачка серых битуминозных сланцеватых глин, названная С. А. Жутеевым джийренской. В ее глинах встречаются многочисленные пеллециподы и гастроподы верхнего эоцена, остатки ракообразных, чешуя, позвонки и зубы рыб, а также содержится комплекс микрофауны, в котором преобладают формы, известные из нижней части разреза верхнего эоцена Южной Эмбы. Возможно, что глины джийренской пачки в дальнейшем удастся сопоставить с бурыми сланцеватыми глинами, содержащими на Южной Эмбе чешую *Lyrolepis caucasica* Rom. Во всяком случае наличие этих глин среди опок и глин челкарского горизонта позволяет с уверенностью говорить о верхнеэоценовом возрасте его отложений. Восточнее оз. Челкар, в частности, в разрезах Хобдинской зоны, сланцеватые глины джийренской пачки не прослеживаются. Однако анализ микрофауны, как уже было отмечено, показал, что какая-то часть глин, залегающая в Соколовской компенсационной мульде над слоем песков с нуммулитами лютецкого яруса, отвечает еще среднему эоцену (зоне *Acarinina crassaformis*). Поэтому глины, залегающие над упомянутыми песками, мы относим частично к среднему, частично к верхнему эоцену, так как в южной части Соколовской компенсационной мульды над ними залегают пески верхней части верхнего эоцена, имеющие континентальное происхождение.

К югу от Хобдинской зоны, в западной части междуречья Уила и Сагиза, морские отложения палеогена сохранились от размыва в мульде оседания над сводом соляного массива купола Тамдыкуль и в компенсационной мульде, примыкающей к нему с севера, в мульде, к северу

от купола Кайракты, а также в межкупольной депрессии, которую огибает р. Топрак-шашты при впадении в р. Сагиз.

На куполе Тамдыкуль отложения палеогена представлены относительно однообразной и мощной (до 150 м и более) толщей зеленых и зеленовато-серых глин, в нижней части содержащих прослой светлосерых пористых опоковидных или карбонатных глин. По определению сотрудников ЦНИЛ Казахстаннефтеобъединения, в этих глинах содержится микрофауна палеоцена и нижнего эоцена. По данным А. М. Глесснер, среди микрофауны встречаются виды, которые являются типичными для верхнего эоцена и олигоцена (Яншин, 1943). Не исключено, что на Тамдыкуле отложения палеогена отличаются полнотой разреза и охватывают возрастную интервал от палеоцена до олигоцена включительно.

В мульде к северу от купола Кайракты и в межкупольной депрессии в низовьях р. Топрак-шашты нижняя часть разреза морских отложений палеогена образована зеленовато-серыми глинами, более или менее песчанистыми и гипсоносными, с прослоями опок и опоковидных песчаников. В этих глинах, по заключению М. И. Соколова, присутствует эоценовый комплекс фораминифер. В верхней части их разреза наблюдаются значительные по мощности (до 2,5—3,5 м) прослой зеленовато-серых, иногда темно-зеленых, более или менее глинистых глауконитовых среднезернистых песков и глинистых алевролитов. Мощность морских отложений палеогена в этих разрезах не превышает 45—50 м.

К северо-востоку от Тамдыкуля, в бассейне р. Аще-Уил, в грабене купола Кок-булак, А. Ш. Хаджиевым в 1949 г. были обнаружены зеленовато-серые глины и опоки палеогена, мощность которых достигает 35 м. В нижней части их присутствует комплекс фораминифер зоны *Acarinina crassaformis* среднего эоцена, а в вышележащих слоях, возможно, отвечающих зоне *Lyrolepis caucasica* верхнего эоцена, встречаются обильные рыбные остатки и зубы акул.

Восточнее, в бассейне левых притоков р. Уил — рек Кинжалы и Чили, а также на междуречье Уила и Темира, морские отложения палеогена выполняют Кинжалинскую, Кара-батырскую и Камчукатскую мульды, Боктыгарынскую межкупольную депрессию и отмечены в грабенах куполов Найза-кудук, Боктыгарын и Ак-кудук (Туркестан). Они залегают на размытой поверхности отложений маастрихта или кампана и представлены зеленовато- или голубовато-серыми часто неизвестковистыми глинами с прослоями зеленовато- или желтовато-серых опоковидных глин и тонкозернистых песчаников. Мощность этих глин лишь изредка достигает 45 м, причем в подошве их проходит маломощный слой желваков фосфорита, источенных фоидами. В нижней части разреза в 1950 г. М. И. Соколов на куполе Ак-кудук обнаружил зубы эоценовых акул *Odontaspis macrotia* Ag. В верхней части их разреза А. Н. Замятин (1915) по балке Боктыгарын встретил прослой черных сланцеватых глин, переполненных на плоскостях напластования чешуей сельдевых и другими остатками рыб.

Южнее, в самых верховьях р. Сагиз, морские отложения палеогена отмечены в приобросовой зоне купола Бетень-мола и в грабене купола Итассай, в Ак-кольской межкупольной депрессии, разделяющей купола Ак-шукур и Кзыл-джар, и на Сагиз-Эмбенском водоразделе, на вершине г. Байсары. Они залегают с размывом на отложениях кампана (на куполах Бетень-мола, Итассай и в Ак-кольской депрессии) или маастрихта (на г. Байсары) и в основании их прослеживается слой черных песчанистых желваков фосфорита. Представлены они серыми и зеленовато-серыми гипсоносными бескарбонатными, то более, то менее песчанистыми глинами, в нижних горизонтах — с прослоями буровато-желтых ожелез-

ненных песков, а в верхних — с прослоями серых и зеленовато-серых кварцево-глауконитовых тонко- и мелкозернистых песков и, значительно реже, песчаников. Лишь близ купола Бетень-мола в глинах обнаружены тонкие створки ближе неопределимых мелких пеллеципод. Мощность этих глин в присбросовой зоне купола Бетень-мола и на г. Байсары не превышает 10 м, но в Ак-кольской межкупольной депрессии, вероятно, существенно возрастает.

К востоку от верховий р. Сагиз морские отложения палеогена слагают плоские водоразделы левых притоков рек Эмбы и Темира. В основании их прослеживается фосфоритовый горизонт (0,2—0,7 м), состоящий из желваков фосфорита, сгруженных в зеленовато-сером кварцево-глауконитовом песке и местами сцементированных в плиту. Над ним лежит пачка серовато-зеленых глинистых кварцево-глауконитовых песков (от 1 до 10 м в более восточных разрезах), иногда содержащих стяжения и невыдержанные по простиранию прослой опоконидных глауконитовых песчаников. Один из таких прослоев (до 1 м) наблюдается в ее кровле, и в нем изредка встречаются рассеянные желваки фосфорита. Эту пачку немых песков обычно относят к палеоцену.

Над ней залегают зеленовато-серые бескарбонатные, то более, то менее песчаные, а в отдельных прослоях опоконидные глины. В них встречаются зубы *Odontaspis macrota* Ag., содержит комплекс микрофауны, характерной для эоцена. По заключению В. Г. Морозовой, в нем, наряду с формами, не встречающимися в разрезах промыслового района Южной Эмбы выше зоны *Truncorotalia aragonensis* среднего эоцена (*Loxostomum applinae* Plummer), отмечены формы, известные только из подлиролеписовых слоев и слоев с *Lyrolepis caucasica* верхнего эоцена (*Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb.).

По левобережью р. Темир в средней части этих глин появляются тонкие прослойки, а в верховьях левого притока р. Кульденен-Темир — р. Кублей — слои светло-серых и зеленовато-серых кварцево-глауконитовых песков (до 3—4 м), иногда переходящих в опоконидные песчаники. Выше, среди коричневатых опоконидных глин, прослеживаются прослой ожелезненных плотных тонкоплитчатых алевроитов. Мощность опоконидно-глинистой пачки по левобережью рек Эмбы и Темира достигает 40—50 м.

К востоку от Хобдинской зоны, на междуречье Сары-Хобды и Уила, морские отложения палеогена (среднего и, частично, верхнего эоцена) сохранились лишь в некоторых мульдах — Кумсай-Чиликтинской, Джаксымайской, Карамолинской и др. Восточнее, в верховьях рек Кара-Хобды и Уила, а также на междуречье Кара-Хобды, Уила и Илека, они выполняют осевые части Моисеевской, Шубарсайской, Петровской, Кундактакырской, Сарблукской, Старокандагачской и Новоукраинской мульды. Наконец, еще восточнее, по правобережью р. Илек, они слагают пологие водораздельные возвышенности. Здесь, на песчаниках маастрихта или на глинах кампана, залегают серовато-зеленые кварцевоглауконитовые, обычно грубозернистые пески (до 0,3 м) с рассеянной мелкой галькой кварца, желваками и гальками фосфорита, фосфоритизированными ядрами верхнемеловых пеллеципод и окатанными обломками зубов акул. Над слоем песков прослеживаются зеленовато-серые и серовато-зеленые, обычно бескарбонатные и опоконидные глины, содержащие прослой серовато-зеленых, кварцево-глауконитовых песков и опоконидных песчаников, а также прослой светлых, почти белых опок. Вверх по разрезу количество прослоев опоконидных песчаников и опок постепенно увеличивается. Общая мощность морских отложений палеогена здесь не превышает 30—35 м, и только к востоку от р. Илек, на междуречье Илека и Ори, достигает 40—45 м (Яншин, 1938).

В этих глинах, опоках и опокovidных песчаниках лишь изредка встречаются зубы эоценовых акул *Odontaspis macrota* Ag. По возрасту опокoво-глинистая пачка, видимо, отвечает среднему и, частично, верхнему эоцену — ее верхняя возрастная граница определяется находками в Шиликтинской мульде и Чандинском грабене в вышележащих кварцитах отпечатков верхнеэоценовой флоры. По внешнему облику опокoво-глинистая пачка близка к одновозрастным с нею опокам и глинам, обнажающимся южнее, по левобережью рек Темира и Эмбы.

К северу от восточной части Хобдинской зоны, в бассейнах рек Утвы и Большой Хобды, отложения палеогена наблюдаются лишь в максимально погруженных участках межкупольных пространств. Они представлены светло-серыми, обычно коричневатыми, желтоватыми или синеватыми, буряющими при выветривании, легкими бескарбонатными кремнистыми глинами и опоками, в основании которых рассеяны темно-коричневые глинистые желваки фосфорита. В самых нижних горизонтах (нижние 0,5 м) опоки содержат зерна кварца и глауконита, выше — мелкие блестящие слюды. В верхних горизонтах они заключают заметную примесь тонкого песчаного материала и иногда переходят в опокovidные алевриты или опокovidные тонкозернистые песчаники, зачастую слабо сцементированные. В опоках изредка встречаются неопределимые отпечатки двустворок, одиночные кораллы и зубы акул, а в песчаных разностях пород — ближе неопределимые ядра *Meretrix* sp., *Cyprina* sp., *Syrena* sp. и *Tellina* sp. Мощность морских отложений палеогена, по данным П. Л. Безрукова (1936) и Г. П. Леонова, здесь не превышает 30—40 м.

Такие же опокovidные глины и опоки прослеживаются по правобережью р. Большая Хобда в центральном грабене купола Караганда. В грабене купола Акраб, по правобережью той же реки, морские отложения палеогена в нижней части разреза представлены зеленовато-серыми неслоистыми песчанистыми опоками, а в верхней — мергелистыми глинами с конкрециями опокovidных мергелей.

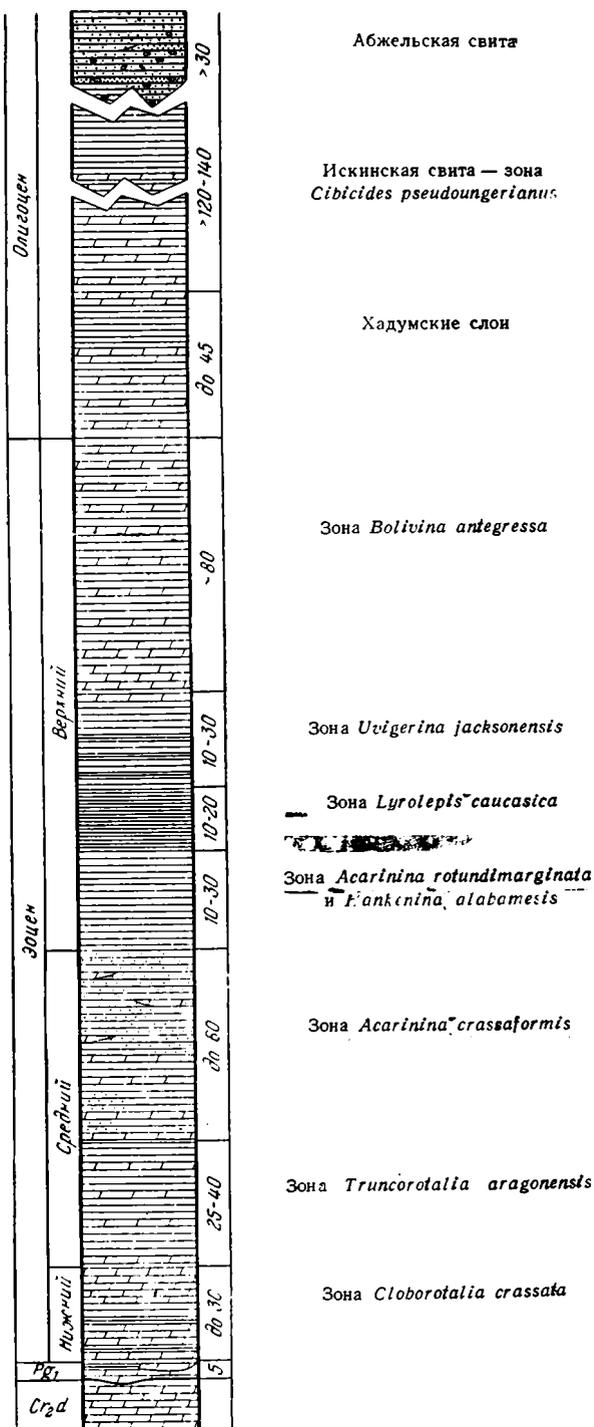
Еще восточнее ничтожные по размеру пятна морских отложений палеогена встречены на междуречье Большой Хобды и Илека и, в частности, на наивысшей точке его — на вершине г. Тас-Горалы. На относительно большой площади они развиты лишь в верховьях рек Чанды (правого притока р. Кара-Хобды) и Ак-су (левого притока р. Илек), в обширном Чандинском грабене. Там над мелом маастрихта залегает 15—20-метровая пачка светло-серых и желтоватых легких опок или светлых зеленовато-серых опокovidных глин. Фауна в них найдена не была, но восточнее, в верховьях левого притока р. Илек — р. Тар-Бергеня, в небольшой мульде Г. П. Леонов обнаружил выходы серых опокovidных или полусливных мелкозернистых песчаников, заключающих многочисленные отпечатки и ядра *Nucula* sp., *Pectunculus* sp., *Lucina* sp., *Pecten* sp., *Turritella* sp. и др.

Далее к востоку морские отложения палеогена на значительных площадях размыты и сохранились пятнами на отдельных участках Орь-Илекского водораздела, где залегают либо на размытой поверхности пород верхнего мела, либо непосредственно на породах нижнего палеозоя. В основании их обычно прослеживается слой песка, содержащего желваки фосфорита, окатанные ядра меловой фауны и зубы меловых акул. Выше залегают опоки и опокovidные глины, которые вблизи древних береговых линий становятся глауконитовыми, песчанистыми и часто почти целиком замещаются песками и песчаниками. Мощность морских отложений палеогена невелика и обычно не превышает 15—25 м. Фауна в них встречается изредка, и ее определения недостаточно точны. По сборам разных исследователей отсюда упоминаются *Corbula elegantissi-*

ma Arkh., *Scalaria crassilabris* Коен., *Cerithium koeneni* Arkh., *Turritella circumdata* Desh. Эти формы известны из сызранского и саратовского ярусов палеоцена Поволжья, однако не исключено, что они являются показателями не возраста, а фациальных условий накопления осадков.

Заканчивая рассмотрение морских отложений палеогена, отметим, что в южной части промышленного района Южной Эмбы их мощность значительна (фиг. 31). Она достигает на куполе Карачунгул 230 м, на куполе Кумште — 210 м, а на юго-восточном крыле крайнего южного купола Азнагул превышает 288 м (опорная скв. № 2). К сожалению, межкупольные депрессии промышленного района Южной Эмбы не разбурены, и судить о возможной мощности отложений палеогена в этих депрессиях мы можем лишь по данным сейсморазведки. Эти данные показывают, что в межкупольных депрессиях, испытывавших не только относительные, но и абсолютные опускания, мощность отложений палеогена резко возрастает. Так, в глубокой компенсационной мульде, расположенной в западной части Абжель-Ракушинской межкупольной депрессии, она достигает 2,1 км (Неволин, 1951).

По мере движения на северо-восток из разреза палеогена, выклиниваясь, выпадают нижние горизонты. По данным Ю. П. Никитиной, к северо-востоку от урочища



Фиг. 31. Сводный разрез отложений палеогена в промышленном районе Южной Эмбы (по Ю. П. Никитиной, 1955).
Условные обозначения см. фиг. 17

Кульджан, по правобережью р. Эмбы и на междуречье Эмбы и Сагиза, уже не прослеживается пачка розово-красных мергелей, охватывающая возрастную интервал от датского яруса до низов нижнего эоцена. Еще северо-восточнее выпадают светло-зеленые мергели верхов нижнего эоцена, и разрез палеогена в северо-восточной части Прикаспийской синеклизы обычно начинается слоями среднего эоцена, которые с размывом залегают на отложениях верхнего мела.

В Хобдинской зоне разрез морских отложений палеогена отличается большой мощностью и полнотой. Он начинается осадками верхнего палеоэоцена, и, по-видимому, заканчивается осадками верхнего эоцена. Таким образом, у нас нет оснований говорить о приподнятом положении Хобдинской зоны во время накопления морских отложений палеогена по отношению к территориям, тяготеющим к верховьям рек Сагиза, Темира, Уила, Илека и к бассейну р. Большая Хобда.

Континентальные отложения палеогена

В отличие от промыслового района Южной Эмбы, где весь разрез палеогена (от низов палеоэоцена до верхов олигоэоцена) представлен исключительно морскими осадками, в северо-восточной части Прикаспийской синеклизы верхняя часть верхнего эоцена образована песками континентального происхождения. Они сохранились от размыва в незначительном количестве пунктов. В верховьях р. Сагиз эти пески известны близ оз. Ак-коль в компенсационной мульде купола Ак-шукур. Севернее, на водоразделе Сагиза и Уила, они отмечены в депрессии, разделяющей купола Сыр-Ирек и Тюбе-кудук, а на междуречье Уила и Темира — на т. Кара-оба к востоку от купола Кара-оба Северный, к югу от этого купола и у родника Найза-кудук в грабене одноименного купола.

В восточной части Хобдинской зоны они обнаружены в ур. Колпак-сай, в области максимального прогибания Соколовской компенсационной мульды, в ур. Тюбе-кудук, в карстовой воронке над гипсовым ядром одноименного купола, а также на куполе Кзыл-жар-сай. Максимальная мощность их отмечена по скв. № 9, пробуренной на куполе Тюбе-кудук, и равна 30 м.

К востоку от Хобдинской зоны, на междуречье Сыры-Хобды, Кара-Хобды и Уила, они встречены в осевых частях Сарбласской и Новоукраинской мульды, а по правобережью р. Илек сохранились лишь частично на плоских водораздельных возвышенностях.

К северу от Хобдинской зоны небольшие пятна этих песков известны по левым притокам рек Киил и Ишкырган. Наконец, на междуречье Большой Хобды и Илека они отмечены в пределах Чандинского грабена.

Обычно эти пески залегают на размытой поверхности опок и глин среднего и верхнего эоцена, но иногда переходят на отложения верхнего или нижнего мела. Литологически они весьма однообразны — это очень светлые, серовато-желтые, реже ослепительно белые, мелко- или среднезернистые кварцевые пески, лишенные глинистых примесей, отличающиеся хорошей окатанностью зерен и неправильной криволинейной слоистостью олового типа. В восточных разрезах в их основании встречается рассеянная или образующая линзовидные скопления отполированная галька кристаллических пород, а в верхних горизонтах местами (в Новоукраинской мульде) прослеживаются тонкие прослои серых глин (Яншин, 1938). Среди песков повсеместно присутствуют пласты, линзы, конкреционные стяжения или вертикальные дайки желтовато-серых, светло-серых или серовато-белых сахаровидных кварцевых песчаников

с кварцевым или халцедоновым цементом. Песчаники нередко переходят в сливные кварциты, отдельные глыбы которых достигают 0,8—1 м в поперечнике. Среди песчаников широко распространены дырчатые разности, пронизанные вертикальными, ветвящимися кверху пустотами от выгнивших стеблей и веток мелких кустарников или трав.

По правобережью р. Сары-Хобда, в Шиликтинской мульде, в 1950 г. Л. Б. Аристархова обнаружила в кварцитах отпечатки кожистых листьев верхнеэоценовых вечнозеленых ксерофитных растений *Andromeda protogaeae* Ung. и *Quercus neriifolia* A. Br. (определения В. А. Вахрамеева). Многочисленные отпечатки листьев были найдены в 1957 г. А. Е. Шлезингером в кварцитах Чандинского грабена. Они в основном фрагментарны, но хорошо выраженное жилкование позволило П. А. Мчедлишвили установить наличие: *Sequoia Sternbergii* (Goerpp.) Heer., *Cyperacites* sp., *Populus mutabilis* Heer., *Salix* sp., *Myrica banksiaefolia* Ung., *M. Studeri* Heer., *Juglans vetusta* Heer., *Alnus Kefersteini* Ung., *Alnus* (aut *Corylus*) sp., *Quercus Alexeevii* Pojark., *Q. elaeina* Ung., *Q. neriifolia* A. Br., *Quercus* sp.₁ (вечнозеленые), *Quercus* sp.₂ (листопадные), *Dryophyllum* sp., *Ulmus Braunii* Ung., *Cercidiphyllum* sp., *Magnolia* sp. (типа *M. Dianae* Ung.), *Persea speciosa* Heer., *Laurus lalages* Ung., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Cassia phaseolites* Ung., *Acer trilobatum* A. Br., *Terminalia radobojanensis* Ung., *Andromeda protogaeae* Ung., *Apocynophyllum helveticum* Heer и *Phyllites* sp. cf., *Ficus* sp. Основываясь на анализе состава этой флоры, П. А. Мчедлишвили считает, что она по общему экологическому типу и по условиям тафогенеза обнаруживает чрезвычайную близость с флорой верхнеэоценовой (по А. Л. Яншину, 1953) саксаульской свиты Северного Приаралья.

К юго-востоку от Шиликтинской мульды и Чандинского грабена, в верховьях р. Эмбы, где аналогичные пески широко распространены в прогибе у западного подножья Мугоджар, в кварцитовидных песчаниках были найдены отпечатки *Andromeda protogaeae* Ung., *Quercus neriifolia* A. Br., *Q. furcinervis* Heer., *Glyptostrobis parisiensis* Brong., *Dryandra schrenkii* Brong. и др. (Водорезов и Яншин, 1947).

В северо-восточной части Прикаспийской синеклизы мощность песков верхнего эоцена непостоянна. Наибольшей мощности (порядка 30—35 м) они достигают в мульдах Хобдинской зоны, Чандинском грабене, Новоукраинской мульде, а также в прогибе у западного подножья Мугоджар. Таким образом, и в эпоху накопления песков верхнего эоцена Хобдинская зона в целом не была приподнятой относительно смежных площадей.

Наряду с упомянутыми песками и кварцитами, залегающими в компенсационных мульдах и межкупольных депрессиях на морских глинах эоцена, в северо-восточной части Прикаспийской синеклизы изредка встречаются пески и кварцитовидные песчаники, близкие к ним по облику, но залегающие без видимой связи с местными локальными структурами. От кварцитов с отпечатками верхнеэоценовой флоры эти кварцитовидные песчаники, помимо условий залегания, отличаются составом цемента (цемент их не кварцевый, а карбонатный). Не исключено, что они имеют более молодой возраст и являются континентальными аналогами морских осадков сармата.

Отложениями верхнего эоцена заканчивается разрез палеогена Хобдинской зоны. Нужно заметить, что в северо-восточной части Прикаспийской синеклизы более молодые континентальные отложения палеогена пользуются крайне ограниченным распространением. Сохранившиеся от размыва небольшие пятна их протягиваются по вершинам столовых плато от западного подножья Мугоджар к верхнему течению р. Эмбы.

Эти отложения представлены желтыми ржаво-желтыми разномерными, обычно грубозернистыми кварцевыми песками, а также красно-бурыми и вишнево-красными ожелезненными песчаниками. Среди песков и песчаников прослеживаются невыдержанные прослои и линзы конгломератов, состоящих из гравия и слабо окатанной гальки мугуджарских пород. Пески отличаются непостоянством разреза, плохой сортировкой материала, плохой окатанностью зерен, а также неравномерным чередованием косой и горизонтальной слоистости пролювиального типа. Железистые песчаники нередко содержат куски оруденелой или окремнелой древесины и другие остатки флоры. Только лишь в верховьях р. Эмбы, по левобережью р. Кундузды, Г. И. Водорезовым в них были найдены определяемые отпечатки листьев *Sequoia langsdorfii* Heer., *Juglans acuminata* Brong. и *Betula* sp. (или *Carpinus* sp.) (Яншин, 1943). А. Л. Яншин считает, что эта флора позволяет сопоставить заключающие ее отложения с близкими по составу железистыми песчано-галечными отложениями более восточных районов бассейна р. Тургая и Северного Приаралья, содержащими богатую широколиственную флору верхнего олигоцена.

НЕОГЕН

В восточной части Хобдинской зоны отложения неогена представлены морскими осадками верхнего миоцена (среднего сармата), а также морскими и континентальными осадками верхнего плиоцена (акчагыльского и апшеронского ярусов).

ВЕРХНИЙ МИОЦЕН

Сарматский ярус

До самого последнего времени крайним северным пунктом распространения отложений сарматского яруса считалось плато Ак-Тулагай, возвышающееся на левобережье р. Эмбы, севернее ее крутой излучины. Впервые ракушняки среднего сармата, бронирующие это плато, были описаны М. В. Баярунасом (1916). Однако еще ранее, в 1892 г., С. Н. Никитин (1893) обнаружил выходы сармата значительно севернее, близ долины р. Уил, в районе г. Уила. Точного местоположения этих выходов С. Н. Никитин не указал и об его находке надолго позабыли. Даже В. П. Колесников (1940) в сводке по верхнему миоцену на палеогеографических схемах границу распространения морских бассейнов этого времени проводил через бассейн р. Эмбы.

В последние годы при проведении сплошной геологической съемки масштаба 1 : 200 000 к северу от р. Эмбы были обнаружены во многих пунктах сохранившиеся от размыва выходы песчаных ракушняков среднего сармата (фиг. 32).

В 1949 г. близ г. Уила, в районе р. Маячной (ур. Джаксы-урундук), в ур. Жумурт-коль, Л. Б. Аристархова обнаружила ракушняки среднего сармата (до 0,5 м), залегающие на глинах палеогена (по-видимому, о наличии этих выходов ранее указывал С. Н. Никитин). Позднее Н. К. Грифонов (1955) в этих ракушняках нашел *Tapes naviculatus* (Ноегн.) Andrus., *T. vitalianus* Orb., *Maetra novisulata* Bailey. Находки этой фауны позволяют считать, что в Хобдинской зоне развита та же верхняя половина среднего сармата, которая на Устюрте залегает трансгрессивно на подстилающих слоях и уходит далеко на север. Отложения сармата в восточной части Прикаспийской синеклизы, не-

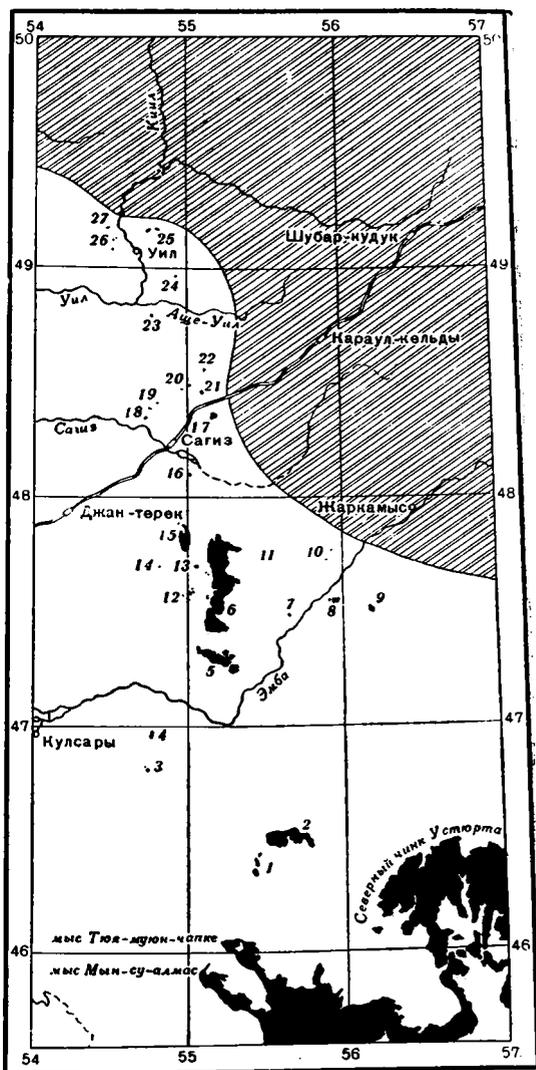
сомненно, являются осадками одного трансгрессивного среднесарматского цикла, осадками той эпохи, когда миоценовая трансгрессия достигла своего максимума.

Наличие частично сохранившихся разобренных выходов ракушняков среднего сармата позволяет условно наметить восточную границу распространения миоценовой трансгрессии, совпадающей в общих чертах с современной горизонталью +200 м. Простираясь в северо-северо-западном направлении, она пересекает восточную часть Хобдинской зоны, которая и в сармате не была единой зоной поднятий. В ее пределах сарматское море простиралось к западу от возвышенностей современного Байгутинско-Киильского водораздела, но захватывало южную часть его в районе г. Уила. К северу от горы Маячной на меловых сыртах этого водораздела мы уже не находим никаких следов пребывания сарматского моря.

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН

Акчагыльский ярус

Обращенные на запад, к Прикаспийской низменности, склоны возвышенностей Байгутинско-Киильского водораздела составляют южную часть обрывов Зауральских сыртов. Эти обрывы протягиваются огромной полудугой от места выхода р. Уил в низменную степь на северо-запад, к г. Уральску. Слагающие их породы мела и палеогена на всем этом пространстве отделены от низменной степи, некогда залитой водами хвалынского Каспия, полого наклоненным к ней шлейфом делювиальных суглинков предсыртового уступа (Жуков, 1945). У основания последнего,



Фиг. 32. Схема расположения выходов ракушняков среднего сармата в восточной части Прикаспийской синеклизы

1 — плато Кулюн-кулю; 2 — плато Жиль-тау; 3 — купол Биек-джал; 4 — купол Исек-джал; 5 — плато Ала-тау; 6 — плато Ак-Тулагай; 7 — купол Чикембай; 8 — купол Карасакал-мола; 9 — купол Сыргалы; 10 — купол Каскыртау; 11 — купол Ак-чека; 12 — купол Мурза-джар-восточный; 13 — купол Карасай; 14 — купол Таганская гряда; 15 — купол Ак-челекская гряда; 16 — купол Корумбет; 17 — купол Ждала; 18 и 19 — мулда Ак-дала; 20 — купол Теке; 21 — верховье балки Ак-коль-сай; 22 — купол Кардасын, озеро Ак-коль; 23 — плато Кус-муруц; 24 — купол Игиз-кара; 25 — овраг Кизи; 26 — район горы Маячной; 27 — урочище Жумурт-коль. Территория, не заливавшаяся водами сарматского моря, заштрихована; черным цветом показаны выходы ракушняков среднего сармата

на абсолютных отметках, не превышающих +50 м, располагался берег хвалынского моря в период его максимально высокого уровня стояния. Бровка этого уступа сглажена делювиальными процессами, но иногда она четко улавливается в рельефе. Суглинки предсыртового уступа почти повсеместно скрывают от непосредственного наблюдения погребенные под ними коренные породы. Последние лишь изредка видны на междуречьях и по береговым обрывам рек, берущих начало на склонах Зауральских сыртов. Принципиальную важность для установления времени образования и происхождения обрывов на их склонах имеют обнаруженные нами в 1947 г. и посещенные в 1957 г. А. Е. Шлезингером обнажения песков и песчаников акчагыла в верховьях р. Жаксыбай.

Отдельные плитки песчанистого ракушняка с отпечатками *Cardium pseudodoule* Andrus., *Maetra subcaspia ossoskowi* Andrus., *Clessiniola* sp. (по заключению А. Г. Эберзина) разбросаны здесь на поверхности береговых обнажений балки Кульчигай, от развалин зимовок Орта-Кульчигай до могил Бекберген-мола. К востоку от этих могил, от устья балки Чили-сай до могил Арикбай-Кадыр, в верхней части правобережных обрывов р. Жаксыбай местами видны серовато-белые кварцевые пески с прослойками таких же песчаников. Ниже могил Арикбай-Кадыр до устья балки Лай-сай они непрерывно прослеживаются по береговым обрывам — сначала только лишь в верхней их части, а затем, постепенно снижаясь, слагают их нацело. Река Жаксыбай прорезала в них свое русло на отрезке от балки Лай-сай до р. Чингис. По береговым обрывам последней они прослеживаются до балки Кур-сай, но выше по реке и по балке лишь изредка можно встретить плиточки песчанистого ракушняка.

Мощность песков акчагыла в обнажениях по р. Жаксыбай не превышает 10—15 м, но заметно сокращается вверх по ее течению, по мере приближения к возвышенностям Байгутинско-Киильского водораздела. Уже в верховьях балки Кульчигай песчанистые ракушники акчагыла сменяются грубыми конгломератами, переполненными галькой писчего мела и окатанными обломками белемнителл.

Наличие прибрежных отложений акчагыла у подножья обрывов Зауральских сыртов заставляет выдвинуть единственно возможное предположение о времени образования и происхождения этих обрывов. Их следует расценивать как абразионные уступы, фиксирующие на местности положение бывшего берега акчагыльского моря. Возникновение этих обрывов в какой-то мере определено тектоникой — начиная с верхнего плиоцена, вся западная часть Прикаспийской синеклизы, простирающаяся от Зауральских сыртов до Волги и от Общего Сырта к Каспийскому морю, прогибалась весьма интенсивно. Максимальные глубины залегания подошвы акчагыла установлены здесь по данным бурения и сейсморазведки в центральной части междуречья Урала и Волги вдоль северной оконечности песков Северного Прикаспия, где подошва акчагыла прослеживается на абсолютных отметках минус 500—600 м. В то же время у подножья Зауральских сыртов, в верховьях р. Жаксыбай, прибрежные отложения акчагыла поднимаются до абсолютных отметок плюс 100—120 м.

К югу от р. Жаксыбай, но еще в пределах Хобдинской зоны, отложения акчагыла были вскрыты неглубокими скважинами, заданными в 1950 г. С. А. Жутеевым в г. Уиле, близ аула Косбатыр и в песках Баркин. Под четвертичными отложениями эти скважины вскрыли серые глинистые пески и глины, содержащие мелкие акчагыльские кардиды, а также обломки дрейссенид, унioniд и гастропод.

Позднее отложения акчагыла были вскрыты скважинами Прикаспийской экспедиции ВАГТ на водоразделе Уила и Жекенды-сая, а также вне

Хобдинской зоны, в мульде оседания над сводом соляного массива купола Тамдыкуль и в долине р. Сагиз ниже одноименной станции железной дороги Кандагач — Гурьев. В этих скважинах отложения акчагыла представлены зеленовато-серыми и темно-серыми, иногда даже черными песчанстыми глинами с тонкими присыпками серых алевроитов на плоскостях напластования, с сажистыми включениями, гнездами ожелезнения и кристалликами пирита. Они содержат прослой и пачки серых, большей частью средне- и мелкозернистых песков, реже песчаников. Преимущественно в песках встречаются раковины *Cardium pseudoedule* Andrus., *Maetra subcaspia ossoskowi* Andrus., *Potamides caspius* Andrus., *Clessiniola* cf. *polegaevi* Andrus. (определения А. Г. Эберзина). К югу от Тамдыкуля в таких же глинах, погребенных под современными и древнеаллювиальными отложениями р. Сагиз, были обнаружены *Cytherissa naphatscholana* (Liv.), *Cyprideis littoralis* Brady, *Limnocythere truncata* Suzin, *L. alveolata* Suzin, *Candoniella* sp. (определения Н. Н. Найдной).

На водоразделе Уила и Жекендысая мощность отложения акчагыла не превышает 10 м, но в мульде оседания над сводом соляного массива купола Тамдыкуль она возрастает до 140 м и более. В этой мульде среди серых глин и песков появляются прослой и пачки плотных беспористых кирпично-красных и буровато-серых глин.

Выше устья р. Киил, по долинам правых притоков р. Уил — рек Каинды и Бабатай, в скважинах, заданных А. Е. Шлезингером в 1958 г., относительно маломощным (до 10 м) чехлом четвертичных аллювиальных и делювиальных отложений были вскрыты лиманно-озерные отложения акчагыла. Характер их распространения показывает, что они накапливались в эрозионных углублениях доакчагыльского рельефа, в основном совпадающих с современной речной сетью. Их состав зависит от состава коренных пород, слагающих бортовые части этих эрозионных углублений. В тех местах, где распространены терригенные породы сеномана, нижнего мела и юры, накапливались темно-серые, чаще тонкослойные и плотные бескарбонатные глины. В них повсеместно присутствуют прослой грубозернистых песков, гравийников и даже галечников, а сами глины зачастую замещаются алевролитами. Напротив, на площадях развития верхнемеловых пород осадки акчагыла представлены зеленовато-серыми карбонатными глинами, содержащими мелкие обломки мергелей и мела, реже гравий и гальку кварца. Залегают эти лиманно-озерные отложения на разных гипсометрических уровнях: в низовьях рек Каинды, Бабатай и др. они встречаются на отметках 140—160 м, а в их верховьях поднимаются до отметок 160—200 м.

В описываемых отложениях в большом количестве наблюдается переотложенная микрофауна в основном верхнемелового облика. Значительно реже в них отмечаются пресноводные формы: *Cytherissa naphatscholana* (Liv.), *Cythereis azerbaijanica* Liv., позволяющие, по мнению Ю. П. Никитиной, относить вмещающие их отложения к акчагыльскому ярусу. Принадлежность их к акчагылу доказывается также переходом их в низовьях р. Уила в осадки, содержащие морскую акчагыльскую фауну. Характер их залегания, литологический состав и органические остатки указывают, что в акчагыльское время со стороны Прикаспийской низменности на территорию Подуральского плато по заложившемуся к этому времени эрозионным долинам на значительное расстояние проникали ингрессионные языки акчагыльского моря. В верховьях этих эрозионных долин морской режим сменялся лиманно-озерным.

Мощность лиманно-озерных отложений акчагыла в восточной части Хобдинской зоны, в верховьях правого притока р. Уил — р. Каинды, равна 7—10 м, но в ее нижнем течении она превышает 40 м.

Восточная граница современного распространения морских отложений верхнего плиоцена проходит несколько севернее линии железной дороги Кандагач — Гурьев, до р. Сагиз, пересекает междуречье Сагиза и Уила несколько западнее меридиана 54° и от места выхода р. Уил в низменную степь плавно поворачивает на северо-запад, следуя направлению меловых сыртов. Вся западная, большая по площади часть Хобдинской зоны была залита водами акчагыльского моря, а в ее восточной части, как и по всей западной периферии Подуральского плато, в переуглубленных речных долинах накапливались лиманно-озерные осадки. Это позволяет утверждать, что Хобдинская зона в акчагыльское время не являлась единой приподнятой областью.

Апшеронский ярус

В отличие от осадков акчагыла морские отложения апшерона в пределах Хобдинской зоны пока не установлены. Они, несомненно, присутствуют в ее западной части, но перекрыты осадками хвалынского Каспия и на поверхности не обнажены. Севернее прибрежные отложения акчагыла были обнаружены М. М. Жуковым (1945) к западу от предсыртового уступа в месте пересечения р. Танас-Анкаты трактом, идущим из г. Уральска на юго-восток, в направлении пос. Джамбейты. Здесь, под покрытыми элювием маломощными (до 1 м) фаунистически охарактеризованными хвалынскими песками и глинами залегают желтовато-бурые суглинки (до 5,5 м), к низу переходящие в пески. Еще ниже, в основании берега р. Танас-Анкаты, прослеживаются светло-серые известковистые пески с фауной алшеронского яруса.

К апшерону, вероятно, относятся залегающие в мульде оседания над обширным соляным сводом поднятия Северный Чингис плотные кирпично-красные и буровато-серые суглинки и глины (более 80 м мощности), содержащие в отдельных прослоях гальку писчего мела. Они лежат на породах средней юры и перекрыты четвертичными делювиальными суглинками предсыртового уступа.

К западу от купола Чингис, уже в пределах низменной степи, на гравитационном минимуме Кульсай, скважины, заданные над сводом соляного массива одноименного купола, до глубины 180 м не вышли из монотонной толщи суглинков и глин. Последние в нижней, большей по мощности части разреза подобны глинам, вскрытым скважинами на поднятии Северный Чингис.

К востоку от купола Чингис в мульде оседания над соляным массивом купола Майлисай скважинами были пройдены красноцветные бесструктурные суглинки (до 30 м мощности), содержащие в изобилии гравийный и мелкогалечный материал. Такие же суглинки были встречены скв. № 10 на куполе Калиновка.

В этих суглинках и глинах никаких органических остатков встречено не было и к апшеронскому ярусу они отнесены условно на основании структурного положения и сопоставления с красноцветными сыртовыми толщами Общего Сырта.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В настоящей работе мы не имеем возможности уделить внимание детальному обзору четвертичных отложений, но отметим, что к западу от предсыртового уступа, в пределах низменной степи, широко распространены осадки древнего Каспия, которые сплошной пеленой перекрывают западную, большую по площади часть Хобдинской зоны.

Наблюдения большого коллектива геологов Прикаспийской экспедиции ВАГТ показали, что в пределах собственно Прикаспийской низменности, простирающейся на запад от предсыртового уступа Зауральских сыртов до Волги и на юг от абразионного уступа Общего Сырта до Каспийского моря, могут быть выделены:

а) нижние слои нижнего горизонта хвалынского яруса, синхронные уровню стояния ранней хвалынской трансгрессии на абсолютных отметках от +50 до +20 м;

б) средние слои нижнего горизонта хвалынского яруса, синхронные уровню стояния ранней хвалынской трансгрессии на абсолютных отметках от +20 до +10 м;

в) верхние слои нижнего горизонта хвалынского яруса, синхронные уровню стояния ранней хвалынской трансгрессии на абсолютных отметках от +10 до 0 м;

г) нижние слои верхнего горизонта хвалынского яруса, синхронные уровню стояния поздней хвалынской трансгрессии на абсолютных отметках от 0 до —16 м;

д) верхние слои верхнего горизонта хвалынского яруса, синхронные уровню стояния поздней хвалынской трансгрессии на абсолютных отметках от —16 до —22 м.

Соответственно выделяются отвечающие этим уровням стояния хвалынской трансгрессии и опирающиеся на них древние дельты степных рек. Характерно, что западную часть Хобдинской зоны пересекают границы распространения слоев нижнего горизонта хвалынского яруса, причем нулевая горизонталь проходит вдоль южной оконечности песков Тайсуган, являющихся древней дельтой р. Уил.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Известный в настоящее время разрез отложений Хобдинской зоны начинается карбонатно-глинисто-гипсовыми породами кунгура (свыше 87 м), вскрытыми скв. № 9 в кровле соляного массива купола Тюбе-кудук. На площадях, окаймляющих Хобдинскую зону с юга и востока, нигде в кровле соляных массивов куполов мы не знаем подобных пород. Сходные с ними по мощности и литологии породы встречаются только в окраинных зонах кунгурского соленосного бассейна — на крайних южных куполах промыслового района Южной Эмбы, в разрезах складок Актюбинского Приуралья и к северо-западу от г. Соль-Илецк на Линевском куполе. Намечающиеся литологические отличия отложений кунгура Хобдинской зоны от отложений его на смежных площадях свидетельствуют о специфичности условий ее геологического развития в кунгурском веке.

Наиболее древними из известных отложений надсолевого комплекса Хобдинской зоны являются породы верхнего триаса, которые вскрыты скважинами в южной части купола Чингис и представлены в основании пестроцветными глинами (более 27 м). Выше они образованы породами серых тонов — глинами с прослойками тонкозернистых песков и известковистых песчаников (35 м), а затем тонкозернистыми песками и алевролитами с прослойками известковистых песчаников (83,2 м). Мощность отложений верхнего триаса здесь превышает 145 м.

Породы средней юры на куполе Чингис также окрашены в серые тона и подразделяются на три подсветы: нижнюю, преимущественно глинистую (45,2 м), среднюю, представленную песками и алевролитами (56,5 м), и верхнюю, главным образом глинистую (до 120 м). Мощность отложений средней юры на куполе Чингис превышает 220 м, на куполе Майлисай — 218 м.

В основании разреза отложений верхней юры залегают условно отнесенные к келловее кварцево-глауконитовые пески (до 15 м на куполе Байтас). Выше прослеживаются серые и зеленовато-серые мергелистые глины и мергели зоны *Dorsoplanites panderi* нижнего волжского яруса (до 37,1 м на куполе Чингис) с горизонтами горючих сланцев, а также зеленовато-серые мергелистые глины и светло-серые мергели зоны *Virgatites virgatus* того же яруса (до 20,7 м на куполе Байтас). Максимальная суммарная мощность осадков верхней юры на куполах Хобдинской зоны достигает 72,8 м (на куполе Калиновка мощность нерасчлененных отложений верхней юры достигает 60 м).

Разрез отложений нижнего мела начинается серыми и зеленовато-серыми песчанистыми глинами нижнего, среднего и верхнего валанжина (до 55 м на куполе Чингис) с прослойками тонкозернистых песков и горизонтами конкреций песчаников. Нерасчлененные отложения готерива и баррема представлены зеленовато-серыми глинами с прослойками тонкозернистых песков и сливных песчаников с флишевыми фигурами на поверхности (до 30 м на куполе Чингис). Мощность отложений неокома на куполе Чингис достигает 85 м, на куполе Майлисай — 100 м.

К апту относятся черные глины с тонкими прослойками кварцево-глауконитовых песков и септариевыми конкрециями сидерита. Их мощность на куполе Чингис составляет 78,5 м.

Глины нижней свиты альба (нижнего и среднего альба) отличаются от глин апта более светлой окраской, бескарбонатностью и содержат прослойки песков, алевритов и песчаников. В разрезах к востоку от р. Киил в их кровле появляются светло-серые пески с примесью каолинового материала. Мощность отложений нижней свиты альба на куполах Чингис и Байтас не превышает 70 м, но на куполе Майлисай увеличивается до 170 м.

Отложения верхней свиты альба (верхнего альба) представлены ожелезненными косослоистыми кварцево-слюдистыми песками с линзовидными прослойками железистых песчаников, песчанистых глин, глиняных катунов и крупными эпигенетическими конкрециями песчаников. Мощность этих песков на куполах Чингис и Байтас достигает 80 м.

В основании разреза отложений верхнего мела повсеместно прослеживаются зеленовато-серые пески и серые песчанистые глины сеномана. Мощность отложений сеномана на куполе Майлисай достигает 50 м.

Отложения турона на некоторых соляных куполах восточной части Хобдинской зоны целиком размыты. В сохранившихся разрезах в их основании прослеживается фосфоритовый горизонт, над которым залегают светло-серые грубозернистые известковистые песчаники, сменяющиеся песчанистыми мергелями. Мощность отложений турона на куполе Майлисай достигает 30 м.

Над песками верхней свиты альба, над глинами сеномана или над песчанистыми мергелями турона на куполах восточной части Хобдинской зоны залегают фосфоритовый слой основания сантона. Отложения сантона здесь представлены белыми мелоподобными мергелями, в нижней части песчанистыми. Их мощность не превышает 15—20 м, но на далекой периферии крыльев купола Майлисай мощность нерасчлененных отложений турона и сантона достигает 70 м.

Выше последовательно залегают: зеленовато-серые глины и мергели кампана (до 75 м на восточном крыле поднятия Северный Чингис), писчий мел маастрихта (до 50 м на куполе Чингис) и зеленовато-серые глины датского яруса (до 30 м в Соколовской компенсационной мульде).

Над писчим мелом маастрихта или глинами датского яруса в межкупольных пространствах, компенсационных мульдах и в грабенах соляных куполов прослеживаются морские отложения палеогена. В основании их разреза наблюдаются серые опоки и опокovidные глины верхнего палеоцена (до 40 м в клинообразном грабене поднятия Южный Чингис).

Выше выделяются темно-серые, серые и зеленовато-серые известковистые глины нижнего эоцена (до 43 м в том же грабене) с прослойками опокovidных глин, опок и алевритов.

Отложения среднего эоцена представлены светло-серыми, серыми и зеленовато-серыми известковистыми, реже опокovidными глинами с прослойками опок, опокovidных тонкозернистых песчаников, песков и алевритов. Их мощность в Соколовской компенсационной мульде превышает 40 м.

Более высокие горизонты морских отложений палеогена, по-видимому, относящиеся частично к среднему, частично к верхнему эоцену, представлены серыми, различными по тону окраски, тонкопесчанистыми глинами с прослойками более светлых кремнистых тонкозернистых песчаников. Их мощность в Соколовской компенсационной мульде также не превышает 40 м.

Общая мощность морских отложений палеогена в Соколовской компенсационной мульде достигает 110 м, но на южном погружении клинообразного грабена поднятия Южный Чингис она, вероятно, существенно возрастает.

Выше неповсеместно прослеживают континентальные отложения палеогена — светлые кварцевые пески верхнего эоцена с линзами кварцитовидных песчаников. Их мощность в карстовой воронке над гипсовым ядром купола Тюбе-кудук достигает 30—35 м.

В южной части Байгутинско-Киильского водораздела, в районе р. Маячной, обнаружены сохранившиеся от размыва плиты (до 0,5 м) ракушнякав среднего сармата.

К западу от обрывов Зауральских сыртов прослеживаются морские отложения акчагыла, представленные серыми глинистыми песками и глинами, а в прибрежной зоне — серовато-белыми песками с прослойками известковистых песчаников, которые постепенно сменяются грубыми конгломератами. Мощность песков акчагыла в обнажениях по рекам Жаксыбай и Чингис не превышает 10—15 м.

Лиманно-озерные отложения акчагыла прослеживаются в углублениях доакчагыльского рельефа, в основном совпадающих с современной речной сетью. Их состав зависит от состава коренных пород, слагающих бортовые части этих эрозионных углублений, но, в основном, они представлены серыми глинами с обломками и гальками пород юры и мела. Их мощность иногда превышает 40 м.

К апшерону, по-видимому, относятся плотные кирпично-красные и буровато-серые суглинки и глины, вскрытые скважинами в мульдах оседания над сводами куполов Чингис (на поднятии Северный Чингис), Майлисай, Калиновка и Кульсай. Их мощность на поднятии Северный Чингис превышает 80 м.

К нижнечетвертичным отложениям, вероятно, относятся делювиальные лессовидные суглинки предсыртового уступа, пологим шлейфом спускающиеся с меловых сыртов Байгутинско-Киильского водораздела к низменной степи, покрытой осадками древнего Каспия. Последние широко распространены к западу от меридиана 54° и перекрывают западную, большую по площади часть Хобдинской зоны.

Мощность отложений мезозоя на куполе Чингис, включая полностью не вскрытый верхний триас, превышает 900 м. В сопряженной с ним

Соколовской компенсационной мульде мощность кампана, маастрихта и датского яруса увеличивается более чем вдвое (мощность кампана превышает 184 м, маастрихта равна 132 м, а датского яруса — 28 м). Если такое увеличение мощности закономерно и для более низких горизонтов, то мощность мезозоя в межкупольных пространствах Хобдинской зоны достигает примерно 2 км. Однако мощность надсолевых отложений, по данным сейсморазведки, составляет не менее 4—4,5 км и, следовательно, определяется не только увеличением мощности мезозоя, но и участием в разрезе отложений нижнего триаса и верхней перми.

Литолого-стратиграфический анализ и сопоставление разрезов надсолевых отложений восточной части Прикаспийской синеклизы показывают, что распределение мощностей и фаций всех горизонтов мезозоя и третичных отложений (от верхнего триаса до конца миоцена) подчинено общей закономерности, выражающейся в постепенном переходе от больших мощностей и морских фаций на юге (в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума и в промышленном районе Южной Эмбы) к малым мощностям и мелководным или континентальным фациям на востоке и северо-востоке (в Актюбинском Приуралье). По сравнению с разрезами промышленного района Южной Эмбы и Актюбинского Приуралья разрезы Хобдинской зоны являются промежуточными и принципиально не отличаются от разрезов междуречья Уила и Сагиза. Это свидетельствует о том, что никакие поднятия в Хобдинской зоне, по крайней мере с верхнего триаса, не оказывали влияния на ход осадконакопления.

Глава III

ТЕКТОНИКА ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Прикаспийская синеклиза на севере и западе ограничена крупными разломами в теле Русской платформы — Жадовским и Сталинградским (Заволжским). На востоке она граничит со складчатой зоной субмеридиональных герцинид Урала, а на юге — с погребенными субширотными герцинидами. Как мы увидим ниже, она целиком расположена на древнем платформенном основании, в пределах глубоко погруженного юго-восточного внешнего угла Русской платформы, ограниченного упомянутыми герцинскими сооружениями. Мощный чехол осадочных отложений скрывает строение ее фундамента. Гидрохимические осадки нижней перми, широко и мощно развитые в ее пределах, обусловили специфический характер ее поверхностной тектоники — это типичная солянокупольная территория. Однако сейчас, когда ее восточная часть покрыта сплошной геологической съемкой, а ее западная часть — почти полностью гравиметрической съемкой, ясно видно, что строение этой солянокупольной территории неоднородно. По типу соляных куполов и характеру их пространственного размещения в ее пределах отчетливо намечаются контуры крупных естественных тектонических зон. Достаточно четко выявляются закономерности их пространственного размещения. Устанавливается их взаимосвязь с теми региональными гравитационными аномалиями, которые были выявлены геофизическими исследованиями в Прикаспийской синеклизе. Это, в свою очередь, свидетельствует о тесной связи поверхностного и глубинного строения наметившихся тектонических зон. Поэтому решение основных вопросов глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы зависит от решения вопроса о геологической природе ее региональных гравитационных аномалий — Хобдинского, Аралсорского и Южно-Эмбенского максимумов.

Прежде чем переходить к анализу имеющихся геологических и геофизических данных об этих аномалиях, необходимо кратко остановиться на рассмотрении тектоники той части Предуральского прогиба, которая непосредственно примыкает к Прикаспийской синеклизе.

ПРЕДУРАЛЬСКИЙ ПЕРИКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ В ЧАСТИ, ПРИМЫКАЮЩЕЙ К ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЕ

В Башкирском и Оренбургском Приуралье Предуральский передовой прогиб ограничен с запада флексурой, которая, по геологическим и геофизическим данным, прослеживается до ст. Ак-Булак Оренбургской железной дороги и может быть намечена условно по ее меридиану

до р. Большая Хобда (от пос. Октябрьское при слиянии рек Салмыша и Юшатыря до ст. Ак-Булак она фиксируется четкой меридиональной гравитационной ступенью, а между ст. Ак-Булак и р. Большая Хобда еще улавливается по изгибам изоаномал). Восточная граница его определяется надвигами Сакмарско-Кокпектинской полосы разломов, ограничивающей с запада осевую зону Уральской складчатой системы.

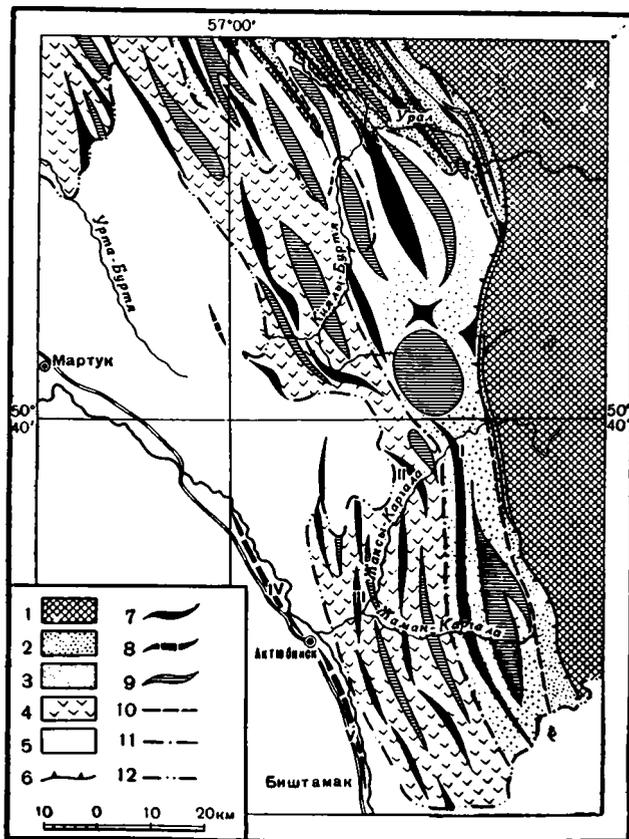
В области погруженного залегания кристаллического фундамента Русской платформы, в Прикаспийской синеклизе, мы уже не находим внешнего края Предуральского прогиба. Опущенное положение кристаллического фундамента и погружение к югу герцинид Урала определили особенности строения Предуральского прогиба. Его здесь правильнее называть вслед за Н. П. Херасковым (Соловьев, 1956) периклинальным прогибом, так как он возник на геосинклинальном основании в области периклинального погружения Уралид.

По мере продвижения вдоль погружающихся герцинид Урала, все далее к востоку проникает сероцветная моласса среднего карбона — нижней перми и красноцветная моласса верхней перми. Уже на широте Оренбурга породы верхнего девона Зилаирского синклинория погружаются под каменноугольные и нижнепермские отложения, которые уходят под красноцветы верхней перми на широте Актюбинска. Юго-восточнее, в Предмугоджарском прогибе, молассовые формации распространяются до западного подножья Мугоджар, перекрывая Сакмарскую зону и зону Урал-Тау. Далее к юго-востоку они присутствуют в Берчогурской синклинали, на погружении зеленокаменной зоны и в Челкарской синклинали, на погружении Урало-Тобольского антиклинория (Яншин, 1955).

Рассмотрим строение складчатой полосы вкрест ее простирания в сечении, проходящем через г. Актюбинск (фиг. 33). По данным В. Е. Руженцева и П. И. Климова, непосредственно к западу от Сакмарско-Кокпектинской полосы разломов мы вступаем в широкую зону развития отложений верхнего карбона, сакмарского и артинского ярусов нижней перми. Структура ее восточной части, образованной главным образом породами верхнего карбона и сакмарского яруса, определяется соприкосновением с надвигами Сакмарско-Кокпектинской полосы разломов. Дислокации здесь сложные, мелкие, разнообразные, но в бассейне р. Жаман-Каргала все же удается выделить две антиклинальные складки, разделенные синклиналью.

Несколько западнее, к югу от р. Жаксы-Каргала, сначала в меридиональном, затем в юго-восточном направлении протягивается Каргалинская синклинали, выполненная отложениями артинского яруса. К югу она заметно расширяется и при плоском дне обладает достаточно крутыми (до 50—60°) крыльями. В центральной части она осложнена крутой антиклинальной складкой, образованной артинскими конгломератами, а с юга в нее заходит пологая брахиантиклиналь, сложенная породами сакмарского яруса.

К западу от Каргалинской синклинали протягивается огромная Белогорская антиклиналь, длина которой достигает 75 км, а ширина — 6 км. Ее сводовая часть на всем протяжении образована породами оренбургского яруса верхнего карбона, что указывает на отсутствие заметных ундуляций ее оси. Северная периклиналь этой складки простирается в северо-западном направлении (СЗ 300—305°), но к югу от р. Жаксы-Каргала простирание складки изменяется на меридиональное и только за р. Жаман-Каргала становится юго-восточным (ЮВ 155°). П. Я. Авров (1957), учитывая данные разведочного бурения, проводившегося в северной части этой антиклинали (на так называемой Александровской складке), указывает, что она имеет асимметричное



Фиг. 33. Схема расположения складок Актюбинского Приуралья (по данным П. И. Климова, В. Е. Руженцева, П. Я. Аврова и др.)

1 — складчатые отложения субмеридиональных герцинид Урала древнее верхнего девона на поверхности (Сакмарская зона и зона Урал-Тау); 2 — зона выходов отложений карбона на периферии герцинид Урала; 3 — зона выходов докунгурских отложений нижней перми на периферии герцинид Урала; 4 — зона выходов отложений кунгура и верхней перми на периферии герцинид Урала; 5 — мезокайнозойский покров; 6 — Сакмарско-Кокпектинская зона разломов; 7 — оси антиклиналей; 8 — оси антиклиналей, прослеженных бурением под мезокайнозойским покровом; 9 — оси синклиналей; 10 — восточная граница распространения докунгурских отложений нижней перми; 11 — восточная граница распространения отложений кунгура; 12 — восточная граница сплошного распространения мезокайнозойского покрова.
 На схеме цифрами обозначены антиклинали: I — Александровская (Белогорская), II — Петропавловская (Северная Петропавловская), III — Жилинская, IV — Западно-Актюбинская, V — Актюбинско-Биштанакская

строение и разорвана продольным надвигом с амплитудой до 1500 м, по которому восточное крыло надвинуто на западное (фиг. 34).

На западном крыле Белогорской антиклинали артинские отложения впервые погружаются под породы кунгура и мы вступаем в обширную полосу развития красноцветов верхней перми. По данным П. И. Климова, это погружение не сопровождается резким флюксурообразным изгибом (подобным тому, который наблюдается между реками Уралом и Жаксы-Каргалой), а представляет собой относительно пологий общий наклон к западу артинских слоев с последующими подъемами их в сводах антиклинальных складок. Антиклинальные и синклинальные складки в полосе преимущественного развития на поверхности красноцветной верхней перми в общих чертах сохраняют субмеридиональное простираение, причем иногда на продолжении одной складки возникает другая, но иногда складки образуют кулисы. Протяженность складок изме-

ряется десятками километров, антиклинали остаются относительно узкими и крутыми (с углами падения крыльев до 60° и более), а синклинали — широкими и пологими. Однако появление в разрезе пластичных гидрохимических осадков кунгура приводит к дисгармонии в складчатости докунгурских и послекунгурских отложений палеозоя и нередко осложняет общий план тектоники этой полосы.

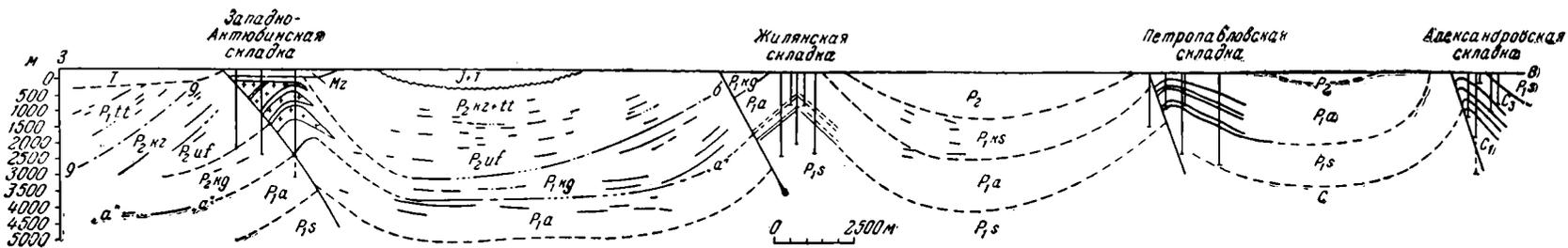
Параллельно Белогорской антиклинали, непосредственно к западу от нее, проходит Петропавловская тектоническая линия, являющаяся наиболее восточной линией антиклиналей в полосе распространения верхней перми. Ее составляют (следуя с севера) антиклинали: Северная Петропавловская, Южная Петропавловская, Жангинская, Чилимбайская, Есетская, Борлинская и Южно-Табантальская. Наиболее изученной из них является Северная Петропавловская (или просто Петропавловская) складка, прорезанная р. Жаксы-Каргалой. П. Я. Авров (1957) указывает, что она имеет относительно широкий свод, сложенный артинскими отложениями, причем ее западное, более крутое крыло осложнено продольным надвигом с амплитудой до 500 м (фиг. 34).

Западнее Петропавловской тектонической линии П. И. Климов выделил Жилианскую тектоническую линию, которую составляют (следуя с севера) Акшатская, Жилианская, Ащесайская и Табантальская антиклинали. Наиболее изученной из них является Жилианская складка, расположенная в 12 км к северо-востоку от г. Актюбинска между реками Жаксы-Каргалой и Терс-Бутаком. В своде она также сложена артинскими отложениями, но имеет уже почти симметричное строение. П. Я. Авров, отмечает, что в северной части свода ее восточное крыло несколько круче, а в южной — положе западного. В южной периклинальной части этой складки прослеживается надвиг, по плоскости которого восточное крыло надвинуто на западное.

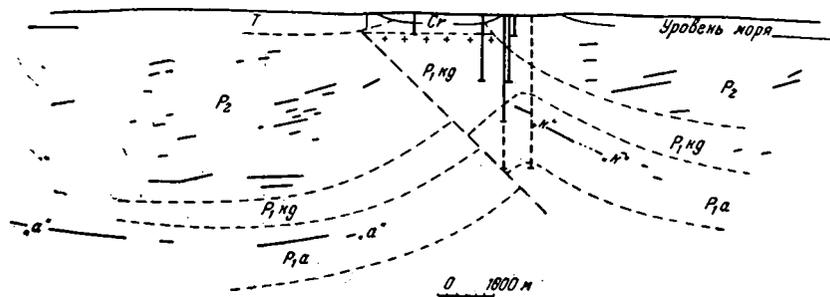
Наконец, еще западнее П. И. Климов выделил Актюбинскую тектоническую линию, являющуюся одной огромной антиклиналью, разделенной на отдельные поднятия и протягивающейся от Драгомировской антиклинали на севере до Алгинской антиклинали на юге. К этой тектонической линии относятся Западно-Актюбинская и Актюбинско-Биштамакская антиклинали, протяженностью по 50 км. Первая из них расположена в 3—4 км западнее г. Актюбинска и на севере соединяется с Каратаусайской антиклиналью, а вторая от г. Актюбинска прослеживается к ст. Биштамак. В связи с общим погружением слоев в западном направлении своды обеих складок сложены отложениями кунгура. Их западные крылья, равно как и соответствующие крылья рассмотренных выше Жилианской и Петропавловской антиклиналей, осложнены надвигами.

Отличительной чертой Западно-Актюбинской и Актюбинско-Биштамакской антиклиналей является установленное П. Я. Авровым смещение кунгурских сводов этих складок на 2—3 км к западу по отношению к их сводам по артинским отложениям, а также наличие нависающих солевых карнизов (фиг. 34, 35). Так, на Западно-Актюбинской антиклиналь св. № 1, заданная над ее артинским сводом до глубины 1200 м, шла по отложениям кунгура, затем врезалась в красноцветы верхней перми, а на глубине 1976 м вновь вошла в гидрохимические осадки кунгура. В 1 км западнее св. № 3 на глубине около 400 м из отложений кунгура вошла в красноцветы верхней перми.

Асимметричность Актюбинско-Биштамакской антиклинали по подошве кунгура (кровле артинских отложений) фиксируется сейсморазведкой в модификации регулируемого направленного приема (РНП). Сейсмические профили, прострелянные методом РНП, показали, что в своде этой антиклинали наблюдается разрыв горизонта «а», отвечающего по-



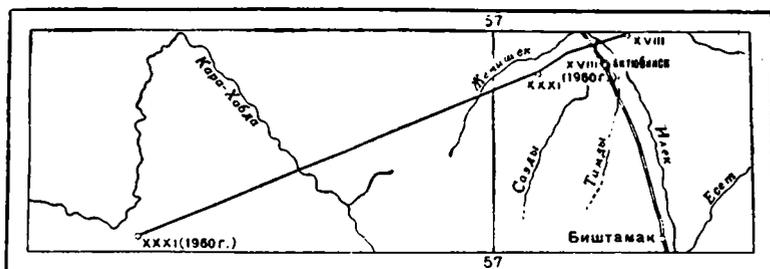
Фиг. 34. Геолого-сейсмический профиль через складки Актюбинского Приуралья (по П. Я. Аврову, 1957)



Фиг. 35. Геолого-сейсмический профиль Актюбинско-Биштамакской складки (по П. Я. Аврову, 1957)

дошве кунгура, причем на западном крыле складки этот горизонт значительно опущен и залегает более круто, чем на ее восточном крыле. Система отражающих площадок в подсолевых (артинских и, возможно, сакмарских) отложениях отчетливо обрисовывает крылья Актюбинско-Биштамакской антиклинали.

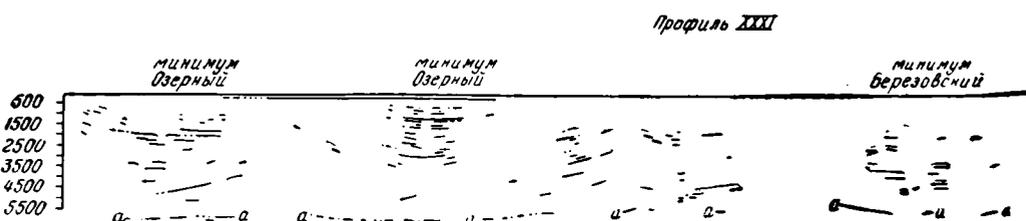
К западу от г. Актюбинска красноцветные породы верхней перми и нижнего триаса погружаются под покров мезозоя. Однако о характере их тектоники можно судить по рекогносцировочному сейсмическому



Фиг. 36. Местоположение рекогносцировочного сейсмического профиля через междуречье Илек — Сары-Хобда

профилю, который в 1950 г. партией № 12/50 под руководством М. М. Коновалова был проложен от низовьев р. Жаксы-Каргалы к слиянию рек Сары-Хобды и Кара-Хобды и пересек Жилианскую, Актюбинскую и Западно-Актюбинскую антиклинали, антиклиналь Дженишек, Черноводский, Березовский и Озерный гравитационные минимумы (фиг. 36 и 37).

В юго-западном направлении по этому профилю наблюдается общее плавное погружение отражающего горизонта «а». Если между Жилианской и Актюбинской антиклиналями глубина его залегания не превышает 4,2 км, то между антиклиналями Западно-Актюбинской и Дженишек она достигает 4,7 км, между минимумами Черноводский и Березовский — 5,5 км, а в пределах минимума Озерный — 6 км. На расстоянии 34 км по профилю (между пикетами 1,25 и 22) отражающий горизонт «а» погружается всего лишь на 1,8 км, но на фоне его чрезвычайно пологого погружения наблюдается постепенно усиливающаяся по востановлению волнистость, обусловленная подъемами этого горизонта на минимумах и антиклиналях. При этом на антиклиналях амплитуда колебания гипсометрического положения горизонта «а» (кровли артинских отложений) иногда достигает 1 км при углах наклона до 10°. В то же время углы наклона отражающих горизонтов и площадок в красноцвет-

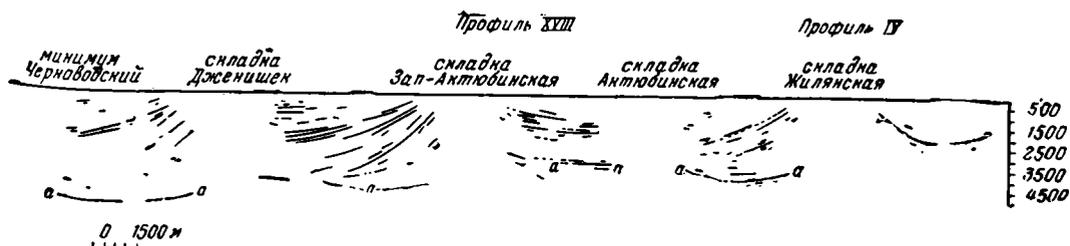


Фиг. 37. Сейсмический профиль через междуречье Илек — Сары-Хобда.

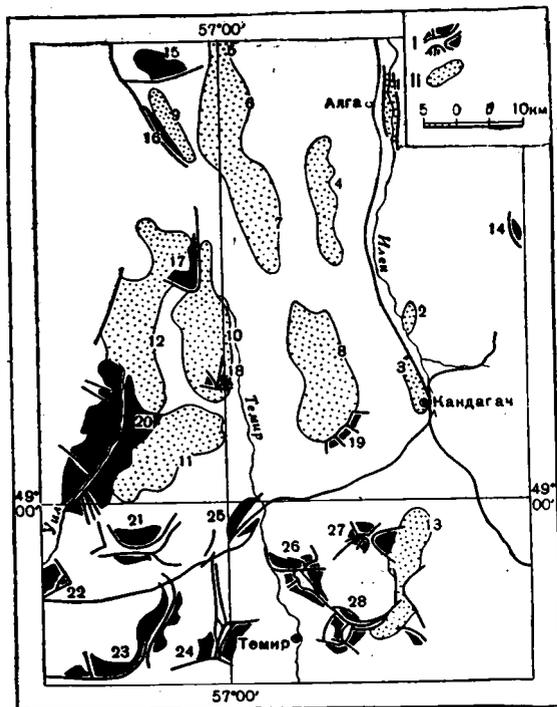
ных отложениях верхней перми нередко достигают 45° и более. Это свидетельствует о существенной роли соляной тектоники в формировании этих антиклиналей. Юго-западнее, в зоне локальных минимумов силы тяжести амплитуда колебания уровня кровли артинских отложений составляет доли километра, залегание их постепенно приближается к горизонтальному, а степень дислоцированности надсолевых отложений значительно уменьшается. В связи с постепенным затуханием складчатости артинских отложений в западном направлении и плавным переходом от соляных антиклиналей к локальным минимумам силы тяжести, обязанным своим возникновением местным подъемам соли, западная граница распространения складок Актюбинского Приуралья в сечении, проходящем через г. Актюбинск, может быть намечена лишь условно — ее можно провести между антиклиналью Дженишек и минимумом Черноводский.

Южнее, за правым притоком р. Илек — р. Табантал, складки Актюбинского Приуралья скрываются под сплошным покровом мезокайнозойских отложений, но их наличие и простираие устанавливается все же достаточно четко. В верховьях рек Илека, Темира и Уила в отложениях мезокайнозоя наблюдается чередование широких и очень пологих антиклинальных поднятий с глубокими синклиналями, обычно состоящими из цепочек брахисинклиналей (фиг. 38). Для всех этих брахисинклиналей характерно довольно крутое (до $15-18^\circ$) падение слоев на крыльях, нередко осложненное флексуробразными перегибами со ступенчатыми сбросами (амплитудой не более 2—3 м), ориентированными параллельно длинным осям складок. Напротив, в их центральных частях слои залегают иногда почти горизонтально.

Если мы проследуем на запад от ст. Токмансай железной дороги Кандагач — Орск, близ которой, в верховьях р. Токмансай, обнажаются сланцы силура Сакмарской зоны, то пересечем Шулакскую, Коктюбинскую, Илекскую, Новоукраинскую, Сарбласскую, Шубарсайскую синклинальные полосы и разделяющие их Шулакскую, Котырбайбатырскую, Прилекскую, Алгабасскую и Темирскую антиклинальные полосы. На правобережье р. Илек не только антиклинальные, но и синклинальные полосы намечаются слабо. Так, наличие наиболее восточной, Шулакской полосы устанавливается лишь по сравнительно низкому залеганию сантона севернее фермы Шулак, а также палеогена в верховьях р. Кок-тюбе и на водоразделе последней с р. Жарык. В пределах Коктюбинской синклинальной полосы выделяются две изолированные мульды — Коктюбинская и Жарыкская. Первая из них фиксируется по характеру залегания отложений сантона и кампана в разрезах по р. Кок-тюбе, а вторая, меньшая по размерам (3×1 км), имеет овальные очертания и выполнена отложениями кампана, маастрихта и палеогена. В породах кампана по р. Жарык падение к центру этой мульды достигает 10° .



юго-западу от г. Актюбинска (по М. М. Коновалову, 1950)



Фиг. 38. Схема расположения брахисинклиналей и соляных куполов в бассейнах верхнего течения р. Илека, Темира и Уила

1 — соляные купола; 11 — брахисинклинали («дизъюнктивные мульды»). На схеме цифрами обозначены брахисинклинали: 1 — Алгинская (Алгинский грабен), 2 — Золотоношинская, 3 — Кандагачская, 4 — Новоукраинская, 5 — Петровская, 6 — Кундактакырская, 7 — Сарблакская, 8 — Старокандагачская, 9 — Новосергеевская, 10 — Шубарсайская, 11 — Караодерская, 12 — Моисеевская, 13 — Байжаркская. Соляные купола: 14 — Кок-тюбе, 15 — Утешский, 16 — Новосергеевский, 17 — Конгушак, 18 — Шубарсай, 19 — Старокандагачский, 20 — Конжар, 21 — Джарлы-оба, 22 — Калмак-карган, 23 — Акжар, 24 — Аккудук (Туркестан), 25 — Пригородный, 26 — Кумсай, 27 — Толганай, 28 — Темирский

Илекская синклиналильная полоса, проходящая вдоль р. Илек, лежит на продолжении оси Актюбинско-Биштамакской антиклинали. Она включает узкий Алгинский грабен с отложениями альба в наиболее опущенной части, Золотоношинскую мульду, по размерам и очертаниям напоминающую Жарыкскую, но выполненную отложениями сантона и кампана, а также асимметричную Кандагачскую мульду с более крутым западным крылом, наклоненным под углами до 8° .

Гораздо отчетливее прослеживаются синклиналильные полосы на левобережье р. Илек. Юго-западнее Алгинского грабена протягивается узкая меридиональная Новоукраинская мульда. Ширина ее по выходам сантона не превышает 1,5 км, а длина достигает 18 км, причем в пределах мульды обособляются три наиболее прогнутых участка, выполненных красными бесструктурными суглинками неогена. Мульда имеет коробчатую форму, но, так же как и Кандагачская мульда, асимметрична и углы наклона слоев на ее западном, более крутом крыле достигают 13° .

Западнее Новоукраинской мульды прослеживается Сарблакская синклиналильная полоса, состоящая из разделенных пережимами Петровской, Кундактакырской и Сарблакской мульд, а также изолированной от них Старокандагачской мульды (фиг. 38). Сарблакская мульда, имеющая размер 20×7 км по выходам сантона, расположена непосредственно к западу от Новоукраинской и осложнена продольным осевым сбросом. Ее западное, более крутое крыло, равно как и западное крыло Кундактакырской мульды той же синклиналильной полосы, осложнено серией ступенчатых разрывов небольшой амплитуды.

Старокандагачская мульда, замыкающая Сарблакскую синклиналильную полосу, имеет округлые очертания и на ее южной центриклинали располагается одноименный с ней однокрылый соляной купол. Он разбит радиальными разломами на три блока, в наиболее приподнятых частях которых обнажаются пески верхней свиты альба.

Наконец, еще западнее проходит Шубарсайская синклиналильная полоса, состоящая из Новосергеевской, Шубарсайской и Караодерской мульд (фиг. 38). Прослеживающаяся в верховьях р. Кара-Хобды

по ее правобережью, Новосергеевская мульда в центральной части выполнена отложениями кампана. Она, равно как и все вышеописанные мульды, асимметрична — ее западное, более крутое крыло служит одновременно восточным крылом Новосергеевского купола, в сводовой части которого по р. Кара-Хобда обнажены глины апта.

Расположенная южнее Шубарсайская мульда выполнена отложениями палеогена и кампана, наклоненными под углами до 8—10°. С востока ее окаймляет серия мелких разрывов, подобных тем, которые прослеживаются вдоль западных бортов Кундактакырской и Сарблукской мульд. С запада она обрезана сбросом, ограничивающим однокрылый соляной купол Конгушак, а ее южная центриклиналь осложнена небольшим, но интенсивно раздробленным соляным куполом Шубарсай. Центральный клинообразный грабен, выполненный глинами палеогена, разделяет западное и восточное крылья этого купола. Поднятое западное крыло сложено породами средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела, наклоненными на запад под углами до 20°. В наиболее приподнятой части восточного крыла выведены на поверхность отложения альба, сменяющиеся по падению породами сантона и кампана. С юга купол ограничен широтным сбросом, по которому отложения, слагающие его крылья, приведены в соприкосновение с глинами кампана южной центриклинали Шубарсайской мульды.

На юге Шубарсайская синклиналильная полоса заканчивается весьма пологой и обширной Караодерской мульдой, выполненной глинами кампана. Общее ее простирание юго-западное, однако наиболее прогнутая часть, в пределах которой распространены верхние горизонты кампана и глины палеогена, ориентирована меридионально. Характерно, что северо-западное крыло этой мульды служит одновременно юго-восточным крылом обширного соляного купола Конжар, прорезанного р. Уил.

Несколько западнее Шубарсайской мульды одноименной с ней синклиналильной полосы расположена Моисеевская мульда — наиболее западная из рассматриваемых. Она выполнена глинами кампана и лишь в наиболее прогнутой части ее, в районе пос. Моисеевский, прослеживаются отложения маастрихта и палеогена. Восточный пологий борт этой мульды обрезан сбросом северо-северо-восточного простирания. Ее северо-восточное и юго-западное окончания совпадают с погружениями крыльев соляных куполов Конгушак и Конжар.

Еще далее к западу, на междуречье Сары-Хобды, Кара-Хобды и Уила, мульды, подобные вышеописанным, уже не прослеживаются. Мы вступаем здесь, равно как и к югу от Кандагачской, Старокандагачской и Караодерской мульд, в область сплошного развития соляных куполов и межкупольных депрессий. Соответственно изменяется и характер гравитационного поля. Если в полосе развития меридионально ориентированных мульд последним соответствуют линейно вытянутые минимумы силы тяжести, то южнее и, в особенности, западнее наблюдается мозаичное чередование локальных минимумов и максимумов силы тяжести, отвечающих соляным куполам и межкупольным депрессиям.

Характерно, что соляные купола фиксируются и в пределах полосы развития меридионально ориентированных мульд. Восточнее Коктюбинской мульды находится наиболее восточный из известных здесь куполов — купол Кок-тубе, на южной центриклинали Старокандагачской мульды — Старокандагачский купол, на западном крыле Новосергеевской мульды — Новосергеевский купол, в пределах Шубарсайской мульды — купола Конгушак и Шубарсай, на северо-западном крыле Караодерской мульды — купол Конжар и, наконец, на северо-восточном и юго-западном окончаниях Моисеевской мульды — купола Конгушак

и Конжар (см. фиг. 38). Наличие соляных куполов, которые структурно тесно связаны с мульдами, свидетельствует о том, что возникновение мульд обусловлено пластическими перемещениями гидрохимических осадков кунгура.

Как известно, В. Е. Руженцев (1930) в верховьях р. Илек, к западу от линии железной дороги Оренбург — Ташкент, выделил под именем дизъюнктивных мульд синклинали, обычно ограниченные сбросами и устанавливаемые по ненормально низкому залеганию меловых и третичных пород. По его данным, вне мульд слои залегают либо горизонтально, либо очень полого падают в сторону от мульд, в то время как на крыльях мульд углы падения слоев достигают 20° и постепенно уменьшаются к их осям. Сходство в ориентировке осей мульд и прослеживающихся севернее складок Актюбинского Приуралья позволило В. Е. Руженцеву говорить о генетической связи между ними. Дизъюнктивные мульды в мезокайнозойском чехле возникли, по его мнению, вследствие оседания соляных или гипсовых ядер погребенных пермских антиклиналей после ослабления тангенциального напряжения. В качестве примера таких мульд он указывал Петровскую, Новоукраинскую и Кандагачскую мульды.

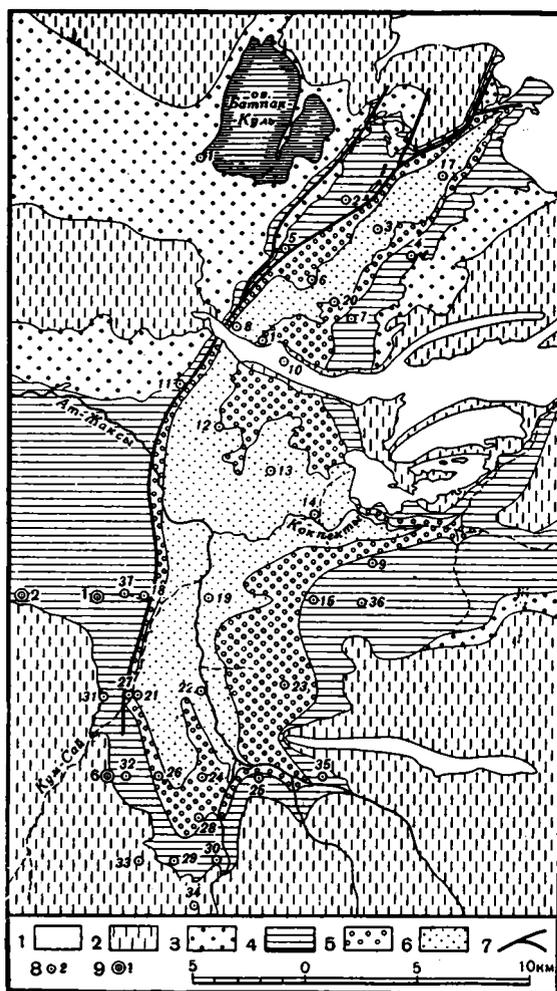
Возможность оседания ядер антиклиналей в объеме, достаточном для образования дизъюнктивных мульд, ставилась под сомнение А. Л. Яншиным (1932). П. И. Климов (1935), учитывая данные, полученные им при исследованиях в восточной части междуречья Урала и Илека, где подобные мульды расположены в зонах погружения под мезозой пермских антиклиналей или непосредственно над кунгурскими гипсами, обнажающимися в ядрах антиклиналей, связывал их образование исключительно с карстовыми и эрозионными процессами. Необходимыми условиями для возникновения мульд он считал соляную тектонику, континентальный режим после тектонических движений и определенную высоту земной поверхности над уровнем моря в континентальный период. Позднее эту точку зрения поддержали В. Е. Руженцев (1936) и А. Л. Яншин (1937). Последний, рассматривая геологическое строение района Новоукраинской мульды, отметил, что дизъюнктивные нарушения вовсе не являются обязательными для «дизъюнктивных» мульд, которые могут быть чисто пликративными по морфологии. При этом на разделяющих их пространствах, вопреки прежним представлениям, отложения мела не залегают горизонтально, а образуют весьма слабые антиклинальные перегибы (Яншин, 1937). А. Л. Яншин (Водорезов и Яншин, 1947) указывал, что глубокое артезианское бурение в ряде мульд показало четкую миграцию их осей, обычно идущую с востока на запад, а также резкое сокращение разреза в тех частях мульд, где молодые слои наиболее прогнуты. Поэтому он предполагал, что дизъюнктивные мульды — это компенсационные опускания, обусловленные оттоком соли от крыльев погребенных соляных антиклиналей к их осям в процессе их мезозойского развития. При этом А. Л. Яншин для обнаженных складок Актюбинского Приуралья не исключал возможность чисто карстовых опусканий большого масштаба в полосе поверхностного развития кунгурских гипсов. Ю. А. Косыгин (1940₂) указывал, что помимо этих двух генетических типов мезокайнозойских мульд в бассейне р. Илек наблюдаются также пологие мульды, вложенные в более резкие палеозойские синклинали. Он подчеркивал, что «...термин „дизъюнктивные мульды“, как объединяющий структуры совершенно различного генезиса, должен быть категорически отвергнут» (Косыгин, 1940₂, стр. 73).

Даже вне зависимости от того, к какому генетическому типу принадлежат мезокайнозойские мульды, их наличие в верховьях р. Илек опре-

деляет положение погребенной складчатой структуры Актюбинского Приуралья и восточную границу распространения пластичных осадков кунгура. Совпадение же контуров мульд с очертаниями интенсивных линейно вытянутых локальных минимумов силы тяжести свидетельствует о том, что в пределах упомянутых выше синклинальных полос гидрхимические осадки кунгура приближены к поверхности. К сожалению, пока нет еще достаточного количества данных для суждения о глубине и характере залегания кровли артинских отложений в верховьях р. Илек, однако и здесь, как и на широте г. Актюбинска, намечается их общее погружение к западу. По данным сейсморазведки, отражающий горизонт «а» в средней части Биштамак-Алгинского линейного минимума силы тяжести — в долине р. Илек, близ устья р. Табантал, в сводовой части погребенной антиклинали, отвечающей этому минимуму, прослеживается на глубине около 2000 м. Между тем западнее, в северной части Самбайского линейного минимума силы тяжести — к северу от Новоукраинской мульды, в сводовой части погребенной антиклинали тот же отражающий горизонт прослеживается уже на глубине свыше 3000 м.

Анализируя строение складчатой полосы Актюбинского Приуралья, необходимо отметить, что общее погружение ее в южном направлении, по-видимому, осложнено наличием поперечной ступени, совпадающей с долиной р. Табантал. К северу от этой реки средний уровень аномалий силы тяжести более высокий. Это может быть объяснено лишь общим более высоким гипсометрическим положением подсолевого ложа, а, следовательно, и складчатого фундамента. Видимо, не случайно столь резко различен характер гравитационных полей к северу и югу от этой реки. К северу от нее локальные аномалии силы тяжести в плане обычно имеют изометричные очертания и лишены закономерной ориентировки, в то время как к югу от нее прослеживаются меридионально ориентированные линейные аномалии. Наконец, именно к югу от р. Табантал складчатая полоса Актюбинского Приуралья скрывается под сплошным покровом мезокайнозойских отложений. Характерно, что эта поперечная ступень, осложняющая общее погружение к югу складчатой полосы Актюбинского Приуралья, совпадает с мысленным продолжением к востоко-северо-востоку гравитационной ступени, ограничивающей с юго-востока Хобдинскую зону (см. ниже).

Выше было отмечено, что к югу от Кандагачской, Старокандагачской и Караодерской мульды синклинальные полосы уже не прослеживаются. Соответственно становится менее ощутимой линейная ориентировка аномалий силы тяжести, а их средний уровень последовательно повышается. Уже на широте г. Темира мы наблюдаем чередование достаточно сложно построенных куполов и сравнительно слабо прогнутых межкупольных депрессий. Соляная тектоника здесь не выявляет, а маскирует характер тектоники погребенных палеозойских складок. Несмотря на это, можно предположить, что установленное сейсморазведкой на широте г. Актюбинска постепенное погружение подсолевого ложа на запад и последовательное уменьшение интенсивности складчатости в том же направлении выдерживается и на широте г. Темира. Восточная граница распространения пластичных осадков кунгура определяется положением наиболее восточных соляных куполов бассейна р. Кульденен-Темир — куполов Изембет и Сары-оба, а южнее, по левобережью р. Эмбы — положением открытых соляных куполов Саркрамбас и Замятина. Положение Сакмарско-Кокпектинской полосы разломов под мезокайнозойским покровом устанавливается по данным геологии и геофизики в районе Теректысайской и Кокпектинской антиклиналей (Яншин, 1951, 1955).



Фиг. 39. Геологическая карта Кокпектинской антиклинали (по Р. Г. Гарецкому, 1957)

1 — чагайская свита верхнего олигоцена; 2 — тасаранская свита среднего и низов верхнего эоцена; 3 — маастрихт; 4 — кампан; 5 — сантон; 6 — верхний альб; 7 — разломы; 8 — крелиусная скважина и ее номер; 9 — глубочайшая скважина и ее номер

Значительно южнее р. Табантал, на левобережье левого притока р. Кульденен-Темир — р. Чили, скважинами Изембетского широтного профиля на глубине около 150 м под породами неокома были встречены собранные в складки преимущественно терригенные отложения верхнего карбона. Еще южнее, в верховьях левого притока р. Эмбы — р. Ат-Жаксы, на Кокпектинской антиклинали, к западу от ее основного разлома (входящего в систему разломов Сакмарско-Кокпектинской полосы), отложения верхнего палеозоя были вскрыты скв. № 37, 1 и 2 (фиг. 39). Р. Г. Гарецкий (1957) указывал, что под породами средней юры скв. № 37 на глубине 509 м вскрыла аргиллиты верхнего девона — нижнего карбона с углами падения слоев до 50°, скв. № 1 на глубине 633 м — конгломераты нижней перми, а скв. № 2 на глубине 694 м — песчаники и аргиллиты верхнего карбона, залегающие практически горизонтально. Учитывая характер их залегания, наличие прослоев кристаллических ангидритов в интервале 800—1251 м, а также формационный характер отложений, вскрытых скв. № 2, Р. Г. Гарецкий предположил, что они явля-

ются уже платформенными осадками. Если это справедливо, то уже на широте р. Ат-Жаксы Предуральский прогиб становится узкой (не более 5,5 м) шовной структурой, отделяющей здесь Русскую платформу от погребенных под мезозоем поднятого крыла Кокпектинской антиклинали геосинклиналичных образований зоны Урал-Тау. Приподнятое положение кристаллического фундамента здесь, по-видимому, обусловлено общим его подъемом к зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, определяющей, как мы увидим ниже, положение Южно-Эмбенского краевого плакантиклинала Русской платформы.

Таким образом, если на широте ст. Ак-Булак Оренбургской железной дороги ширина Предуральского прогиба превышала 140 км, то южнее ширина той части его, которая непосредственно примыкает к Прикаспийской синеклизе и простирается к западу от Сакмарско-Кокпектин-

ской полосы разломов, заметно сокращается. На широте Актюбинска она не превышает 60 км, а в районе Кокпектинской антиклинали — 5,5 км. Западная граница распространения молассовых формаций в Предуральском периклинальном прогибе неясна, так как артинские отложения быстро уходят на недоступную для бурения глубину, однако она вряд ли особенно удалена от подножья герцинских горных сооружений. Ширина полосы, захваченной складчатостью, невелика. Сейсмический профиль, пройденный от г. Актюбинска к слиянию рек Сары-Хобды и Кара-Хобды, показал, что непосредственно к западу от г. Актюбинска складчатость в артинских отложениях практически перестает ощущаться, и они испытывают очень пологое погружение к юго-западу, залегая на междуречье упомянутых рек уже на глубине 6 км. Западная граница распространения складчатости может быть намечена условно по данным гравirazведки и пространственному размещению дизъюнктивных мульд в мезокайнозойском чехле. Она, по видимому, проходит от верховий р. Малая Хобда к верховьям р. Темир и далее направляется на юго-юго-восток, постепенно приближаясь к Сакмарско-Кокпектинской полосе разломов.

Уже на междуречье Урала и Илека на собранные в складки красные верхняя перми и нижнего триаса с резким угловым несогласием ложатся породы верхнего триаса. Они, равно как и отложения средней и верхней юры, пользуются преимущественным распространением в бассейне р. Илек, к юго-западу от которой скрываются под породами мела и лишь изредка обнажаются на приподнятых крыльях соляных куполов. К юго-западу от р. Илек простирается солянокупольная территория Прикаспийской синеклизы. В северо-восточной части ее, к северу от выхода р. Уил в низменную степь, обращает на себя внимание территория ослабленного проявления соляной тектоники, контуры которой совпадают с контурами Хобдинского регионального гравитационного максимума.

ХОБДИНСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ ГРАВИТАЦИОННЫЙ МАКСИМУМ

Данные гравirazведки

Гравirazведка показала, что Хобдинский максимум силы тяжести имеет в плане очертания равностороннего треугольника, обращенного вершиной на юг. Его основание проходит приблизительно по 50° сев. широты, а угол при вершине достигает южной оконечности песков Тайсуган в дельтовом ветвлении р. Уил (48° сев. широты). Его западное окончание намечается между пос. Чапаево и пос. Калмыково на р. Урал, где нулевая изоаномала замыкается в районе пос. Мергеневский. Таким образом, прямой связи этого максимума с расположенным западнее, в пределах междуречья Урала и Волги, Аралсорским региональным максимумом силы тяжести нет. Последний по отношению к Хобдинскому расположен кулисообразно и отделен от него широкой меридиональной зоной в основном отрицательных аномалий силы тяжести, охватывающей междуречье Урала и Большого Узёня.

В сечении по р. Урал, к северу от пос. Калмыково, амплитуды колебания значений силы тяжести на локальных минимумах и максимумах значительны и достигают 70—80 мгл. Локальные минимумы здесь обширны по размерам и всегда характеризуются отрицательными значениями силы тяжести. Отделяя эти редкие и обширные локальные минимумы от огромного Челкарского минимума, на западном окончании Хобдинской зоны располагается крупный локальный максимум с высокими положительными значениями силы тяжести. К востоку и югу

от него зона положительных аномалий силы тяжести значительно расширяется, причем вплоть до меридиана 54° намечающиеся в ее пределах мозаично чередующиеся относительные локальные минимумы и максимумы имеют положительные значения аномалий, малые размеры, небольшие амплитуды и оконтуриваются недостаточно четко, всего лишь одной-двумя изоаномалами при сечении их через 4 мгл.

Восточнее, между меридианами 54° и $55^\circ 30'$, на общем положительном фоне регионального максимума выделяются локальные аномалии, по площади и амплитуде колебаний значений силы тяжести значительно превосходящие аномалии, отмеченные в западной части Хобдинской зоны. В ее восточной, меньшей по площади части (к востоку от меридиана 54°) гравитационное поле сильнее дифференцировано, причем в его пределах относительные локальные минимумы обычно имеют вид гравитационных «язычков», чередующихся с цепочками локальных максимумов. При этом наиболее высокие положительные отметки аномалий силы тяжести не только в Хобдинской зоне, но и во всей Прикаспийской синеклизе прослеживаются в центральных частях локальных максимумов, расположенных на широте низовий р. Киил. Среди минимумов на той же широте к западу от меловых сыртов выделяется минимум Чингис — крупный гравитационный «язык», глубоко вдающийся в зону положительных аномалий. Он вытянут по меридиану более чем на 45 км, достигает на юге верховьев р. Жақсыбай и раскрывается к северу, где отметки силы тяжести снижаются и становятся отрицательными. В южной части он соединен интерминимальной зоной с относительным минимумом Жекендысай — обширной и интенсивной локальной аномалией с положительными отметками силы тяжести в центре. Восточнее р. Киил оконтуривающая Хобдинскую зону нулевая изоаномала проходит через водораздел Уила и Большой Хобды. Таким образом, Хобдинский региональный гравитационный максимум расположен вне бассейна той реки, от которой он получил свое название.

По северной и юго-западной сторонам «треугольника» Хобдинской зоны — к северу от 50° сев. широты и к юго-западу от условной линии, проходящей от пос. Мергеневский к южной оконечности песков Тайсуган, переход от положительных значений силы тяжести к отрицательным совершается плавно. Он заметен лишь по постепенному снижению значений силы тяжести и по появлению ее отрицательных значений сначала на локальных минимумах, а затем и на максимумах. Напротив, с юго-восточной стороны Хобдинская зона ограничена резкой и почти прямолинейной гравитационной ступенью, протягивающейся более чем на 180 км в восточно-северо-восточном направлении (приблизительно ВСВ 70°) от южной оконечности песков Тайсуган через г. Уил к верховьям правого притока р. Уил — р. Бабатай. В средней части она трижды пересекает р. Уил и ощущается наиболее отчетливо. При переходе через нее градиент достигает 60 этвешей (42 мгл на 7 км). К северу от гравитационной ступени даже локальные минимумы характеризуются исключительно положительными значениями силы тяжести, в то время как к югу от нее лишь на единичных локальных максимумах отмечаются положительные значения силы тяжести, а локальные минимумы всегда отрицательны. На юго-западном и северо-восточном окончаниях гравитационная ступень расчленяется на несколько узких полос и постепенно затухает. Резкость и прямолинейность гравитационной ступени, которая ограничивает на юго-востоке Хобдинский региональный гравитационный максимум, дает возможность предполагать здесь наличие на глубине крупного разлома, разделяющего участки с различным строением фундамента и, вероятно, с различной геологической историей в течение большей части палеозоя.

Данные сейсморазведки

Дифференцированность гравитационного поля Хобдинского регионального максимума, выявившаяся уже на первых этапах проведения сплошной гравиметрической съемки, приводила к мысли о соответствии относительных локальных минимумов силы тяжести соляным куполам, а относительных локальных максимумов межкупольным депрессиям.

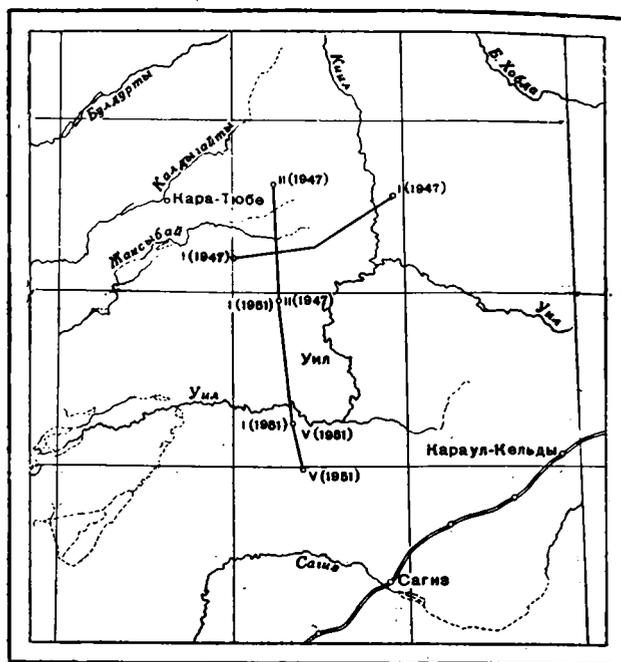
Наличие соляных куполов в Хобдинской зоне, а, следовательно, и соленосных толщ в ее стратиграфическом разрезе было доказано уже в 1946 г., когда сейсморазведка (в основном по методу отраженных волн) проводилась на относительном локальном минимуме силы тяжести Кульсай, расположенном южнее пос. Кара-Тюбе. В то время этот локальный минимум по интенсивности и занимаемой площади (310 км²) являлся наиболее крупной локальной аномалией из окоугуренных вариометрической съемкой 1945—1946 гг. Сейсморазведка позволила установить, что минимум Кульсай отвечает соляному массиву, контуры которого почти повторяют контуры гравитационной аномалии, а плоская вершина прослеживается на глубине, не превышающей 300—350 м. Скважины, заданные в ее пределах, до глубины 180 м не вышли из суглинков и глин, вероятно, относящихся к апшерону. Примерно на тех же глубинах (180—200 м) сейсморазведкой был отмечен верхний отражающий горизонт, трансгрессивно срезающий более глубокие отражающие горизонты. Ниже его, по периферии соляного массива, в присводовой части купола Кульсай, на глубине 250—300 м был выявлен отражающий горизонт «а?», который в удалении от свода прослеживался до глубины 800—850 м. Наконец, в 600—700 м ниже горизонта «а?» в надсолевых отложениях был отмечен еще один прерывистый отражающий горизонт. Стратиграфически эти горизонты из-за неизученности разреза привязать не удалось, но было установлено, что в периферийной части купола Кульсай мощность надсолевых отложений превышает 2000 м (глубину исследований).

В 1947 г. сейсмические работы были перенесены в восточную часть Хобдинской зоны, где было пройдено два рекогносцировочных профиля по методу отраженных волн для определения глубины и характера залегания подсолевого ложа (фиг. 40). Первый из этих профилей — сейсмический профиль I—I (протяженностью 80 км) прошел в восточно-северо-восточном направлении от пос. Кара-ой к левому притоку р. Киил — р. Батпакты через интерминимальную зону, разделяющую гравитационные минимумы Чингис и Жекендысай. Второй профиль — сейсмический профиль II—II (протяженностью 50 км) прошел в меридиональном направлении от южной части Чингиса к Жекендысаю.

Профиль I—I (фиг. 41) от пос. Кара-ой до пикета 60 пересек пологое поднятие, которому отвечает участок пониженных значений аномалий силы тяжести — гравитационный «язык», отходящий в северо-восточном направлении от относительного локального минимума Жекендысай. Отмеченные в пределах этого поднятия многочисленные отражающие площадки не имеют четкой ориентировки и лишь по его периферии они полого, под углами, не превышающими 5—10°, наклонены к западу (к пикету 0) и к востоку (к пикету 60).

Между пикетами 60—170,4 прослеживается обширная мульда, которой отвечает локальный Казмагамбетский максимум силы тяжести, протягивающийся по левобережью балки Лай-сай, впадающей слева в р. Жаксыбай. В наиболее прогнутой части этой мульды отражающие горизонты и площадки в надсолевых отложениях прослеживаются до глубины 3 км, а между пикетами 85—113,8 даже до глубины 4500 м. Их насчитывают до 26 и все они залегают согласно и почти горизон-

тально. Только близ пикетов 60 и 170,4 намечается их пологий подъем, не превышающий 7—10° к поднятиям, смежным с Казмагамбетской мульдой. Восточнее, между пикетами 170,4 и 304,8, сейсмический профиль I—I пересекает интерминимальную зону, разделяющую Чингис и Жекендысай. По данным сейсморазведки она имеет сложное строение — на профиле в ее пределах отмечены два пологих поднятия, разделенные мульдой (между пикетами 189,6 и 247,2). Последняя, как показывает сопоставление данных сейсморазведки и геологической съемки, лежит

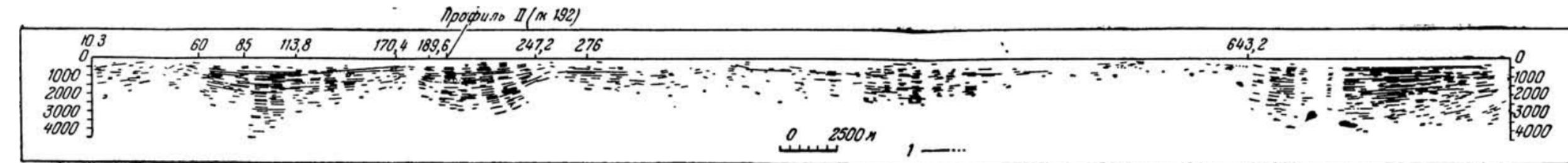


Фиг. 40. Схема расположения региональных сейсмических профилей в восточной части Хобдинского регионального гравитационного максимума

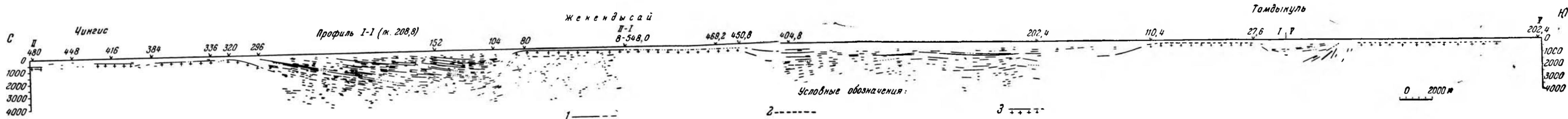
на простирании клинообразного грабена поднятия Южный Чингис, и в ее пределах отражающие площадки прослеживаются до глубины 3000 м. Поднятия, отмеченные по ее бортам (между пикетами 170,4—189,6 и 247,2—276), имеют небольшую протяженность и глубоко залегающие соляные ядра, которые располагаются на глубине не менее 2000 м.

Восточная, большая по протяженности часть сейсмического профиля I—I была менее удачной и на отрезке между пикетами 276 и 643,2 по поведению немногочисленных отражающих площадок только лишь местами удается наметить положение весьма пологих поднятий и прогибов в надсолевых отложениях. За пикетом 643,2 профиль вошел в пределы обширного прогиба, которому отвечает локальный максимум силы тяжести Кандык в низовьях левого притока р. Киил — р. Батпакты. Отражающие горизонты и площадки в пределах этого прогиба прослеживались до глубины 3500 м, причем по их поведению намечаются признаки углового несогласия между верхней (большей по мощности) и нижней частями разреза надсолевого комплекса.

Сейсмический профиль II—II (фиг. 42) в своей северной части между пикетами 480—296 на протяжении 20 км проходит через купол Чингис. На этом его отрезке между пикетами 448—416 и 384—320



Фиг. 41. Хобдинский гравитационный максимум. Сейсмический профиль I—I (по В. А. Исак, 1948)
1 — отражающие горизонты



Фиг. 42. Хобдинский гравитационный максимум. Сейсмический профиль II—II (сейсмические профили II—II—1947, I—I и V—V—1951). (По В. А. Исак, 1948 и О. В. Майоровой, 1952).
1 — отражающие горизонты; 2 — отражающие площадки; 3 — предполагаемая поверхность соли

прослеживается плоская кровля соляного массива, причем между пикетами 448—416 и в районе пикета 336 глубина ее залегания не превышает 200 м. Между пикетами 416—384, там, где балка Талды-сай пересекает клинообразный грабен поднятия Южный Чингис, отражения от поверхности соли исчезают и ниже ее уровня появляются отражающие площадки, принадлежащие надсолевым отложениям.

Между пикетами 320 и 296 намечается пологое погружение кровли соли, а за пикетом 296 появляются полого (под углами до 10°) наклоненные к югу многочисленные отражающие площадки. По правому берегу р. Жаксыбай сейсмический профиль вступает в пределы обширного асимметричного прогиба, разделяющего купола Чингис и Жекендысай. Центральная часть этого прогиба заметно смещена к югу, и в ее пределах, между пикетами 152 и 104, отражающие площадки в надсолевых отложениях прослеживаются до глубины 4000 м. По южному борту этого прогиба отражающие площадки круто (под углами до 60°) воздымаются на север — к куполу Жекендысай.

Между пикетами 80—0 сейсмический профиль II—II пересек восточную часть гравитационного минимума Жекендысай, в пределах которой на протяжении 8,5 км четко прослеживается на глубине около 300 м почти горизонтальный отражающий горизонт, отвечающий поверхности соляного массива. Характерно, что ниже его, уже внутри соляного массива купола Жекендысай, до глубины 4000 м фиксировались небольшие по протяженности и хаотически расположенные отражающие площадки. Подобные же отражения были отмечены внутри соляного массива купола Чингис, но на профиле показаны не были.

В 1951 г. сейсмический профиль II—II был продолжен далее на юг, к куполу Тамдыкуль. Лежащий на его продолжении сейсмический профиль I—I и V—V пересек восточную часть минимума Жекендысай и на юге прошел через купол Тамдыкуль (фиг. 42). Между пикетами 548,0—450,8 этого профиля на протяжении 9 км продолжал прослеживаться плоский свод соляного массива купола Жекендысай. В его пределах глубина залегания соли не превышала 300 м. Таким образом, по данным сейсморазведки, протяженность восточной части свода соляного массива купола Жекендысай в сечении, близком к меридиональному, составляет не менее 17,5 км при глубине залегания кровли соли не более 300 м.

Южнее, между пикетами 450,8 и 110,4 по сейсмическому профилю фиксируется обширный прогиб, отвечающий локальному максимуму силы тяжести. В центральной части этого прогиба, между пикетами 404,8—202,4 до глубины 3000 м наблюдалось значительное количество отражающих площадок, которые испытывают пологий подъем к его бортам. Далее к югу, между пикетами 110,4—27,6 на протяжении 8 км был выявлен пологий свод соляного массива. В кровле его, в широкой долине р. Уил, соль, судя по годографам первых вступлений, залегает на глубине не более 100 м.

Южнее пикета 27,6 отмечена небольшая по протяженности, но глубоко прогнута мульда. На ее южном крыле все отражающие горизонты воздымаются к куполу Тамдыкуль, но углы их наклона резко возрастают с глубиной. Если по верхним отражающим горизонтам углы наклона не превышают 10 — 15° , то по нижним они увеличиваются до 70° . Поэтому есть все основания считать, что северный склон соляного массива купола Тамдыкуль наклонен еще более круто.

Наконец, еще южнее, на протяжении более 12 км профиль прошел над плоским сводом соляного массива купола Тамдыкуль. В его пределах поверхность соли залегает почти горизонтально на глубине 200—300 м.

Заканчивая краткий обзор результатов сейсморазведки, проводившейся в Хобдинской зоне, отметим, что основная задача, поставленная перед этими работами — определение глубины залегания докунгурских пород, — осталась неразрешенной. Глубина освещения разреза (до 4—4,5 км) оказалась недостаточной, а методика получения подсолевых отражений в те годы была еще не разработана. Однако сейсмические профили пересекли ряд участков аномальных значений силы тяжести и показали, что в Хобдинской зоне относительные локальные минимумы силы тяжести и гравитационные «языки» соответствуют соляным куполам, а относительные максимумы — межкупольным пространствам. В наиболее пропнутых частях последних до глубины 3500—4000 м прослеживаются до 26 отражающих площадок и горизонтов, залегающих почти всегда согласно и горизонтально. К соляным куполам все они воздымаются сначала полого, а затем все более круто, причем на крутых склонах соляных массивов куполов отражения прослеживаются только от верхних горизонтов, наклоненных под углами до 45°. Глубины залегания плоских сводов соляных массивов различны, причем соль наиболее приближена к поверхности (до глубины 200—300 м) на наиболее обширных относительных локальных минимумах силы тяжести — Чингисе и Жекендысае.

Наличие соли на минимумах Кульсай, Чингис и Жекендысай подтверждено сейсморазведкой преломленных волн, установившей неглубоко залегание среды со скоростью распространения упругих колебаний около 4600 м/сек (характерной для соли).

В сводах куполов, как правило, регистрируется одно сильное отражение, хорошо коррелирующееся на значительном протяжении и, несомненно, отвечающее кровле соли. Ниже его, до глубины 3—4 км на Жекендысае и Чингисе спорадически наблюдались отдельные отражения, отвечающие хаотически расположенным отражающим площадкам внутри соли.

Таким образом, сейсморазведка подтвердила наличие соляной тектоники в Хобдинской зоне и одновременно установила существенное отличие развитых в ее пределах гидрохимических осадков кунгура от одновозрастных осадков, известных на смежных площадях. Если к северу от Хобдинской зоны — на Соль-Илецком куполе, к востоку от нее — на куполе Шубар-кудук и к югу от нее — на куполе Левите-Мунайлисай и куполах промыслового района Южной Эмбы соляной комплекс кунгура состоит из чистой соли, то на куполах Хобдинской зоны внутри соли присутствуют сульфатные или терригенные прослои, на наличие которых указывают упомянутые отражающие площадки. Вероятно, последние связаны с присутствием терригенных пород, так как известно, что упругие свойства ангидрита близки к упругим свойствам каменной соли и нет основания ожидать интенсивных отражений от границ их раздела.

Выше мы уже указывали (см. главу II), что отложения кунгура, вскрытые в 1958 г. скв. № 9 в кровле соляного массива купола Тюбекудук Хобдинской зоны, представлены карбонатно-сульфатно-терригенными породами большой мощности (более 87 м). На смежных с Хобдинской зоной площадях в кровле соляных массивов куполов нет пород, имеющих близкую к указанной мощность и сходный литологический состав. Это также свидетельствует о специфичности условий геологического развития Хобдинской зоны в кунгурское время.

Сейсмический профиль I—I (1951 г.) между пикетами 202,4 — 128,8 пересек гравитационную ступень, ограничивающую с юго-востока Хобдинскую зону, но несмотря на значительную глубину освещения разреза (до 3 км), изменения в характере залегания отражающих горизон-

тов, отвечающие этой ступени, отмечены не были. Отсюда следует, что разлом, положение которого фиксируется гравитационной ступенью, проходит в более низких горизонтах, которые сейсморазведкой затронуты не были.

Данные магнитометрии

О характере более глубоких горизонтов разреза мы можем судить по данным магнитометрии. Еще в 1946—1947 гг. И. К. Калинин от Научно-исследовательского института земного магнетизма (НИИЗМ^а) провел абсолютную магнитную съемку в восточной части Прикаспийской синеклизы в целях выяснения общего распределения элементов земного магнитного поля и выявления отдельных участков локальных и региональных магнитных аномалий. Съемка эта производилась с некоторыми отступлениями от принятой при генеральной магнитной съемке сети в сторону ее разрежения как между маршрутами, так и между пунктами наблюдений. Несмотря на это, она показала, что магнитное поле восточной части Прикаспийской синеклизы в целом является спокойным и по величине близким к нормальному.

Уже в 1946 г. выяснилось, что величина аномальных значений вертикальной составляющей земного магнетизма в восточной части Прикаспийской синеклизы колеблется в пределах от -200 до $+200$ гамм и только на юге, в низовьях р. Эмбы — в районе соляных куполов Кулсары, Косчагыл и Акаткуль наметилась неполностью околуренная аномалия до $+400$ гамм и выше. Севернее ее, в низовьях р. Урал, была отмечена небольшая по площади локальная аномалия, околуренная изодинамой $+200$ гамм. Первую из упомянутых аномалий И. К. Калинин предположительно связывал с Джанттерекским, а вторую — с Танатарским поднятиями, выделенными Н. В. Неволлиным на схеме тектонического районирования Прикаспийской синеклизы (Неволин, 1947, 1951). Наконец, еще севернее, в треугольнике между Байгутинской западной на западе, низовьями р. Сагиз на юге и средним течением р. Большой Хобды на востоке была выявлена территория, околуренная нулевой изодинамой с отрицательными аномалиями до -200 гамм. Несмотря на это, И. К. Калинин, ссылаясь на характер и величину магнитного поля на карте региональных магнитных аномалий СССР и сообразуясь с бытовавшими в то время теоретическими представлениями о «Хобдинском вале», указывал, что положительная аномалия на широте пос. Кара-Тюбе все же существует и может быть приурочена к Хобдинскому поднятию, южная граница которого околуривается нулевой изодинамой.

Материалы работ 1947 г. позволили уточнить контуры аномалий, наметившихся на карте аномальных значений вертикальной составляющей земного магнетизма. В частности, нулевая изодинама, околуривающая на этой карте центральную область повышенных значений магнитных аномалий, в восточной части последней сместилась в бассейн р. Кишл, а в ее южной части пересекла железную дорогу Кандагач — Гурьев близ ст. Доссор и Макат. Таким образом, северная часть области пониженных значений магнитных аномалий совпала с контурами Хобдинского регионального гравитационного максимума. Однако это совпадение не было отмечено И. К. Калинин. Он оставил в силе свой первоначальный вывод о приуроченности к Хобдинскому гравитационному максимуму положительной магнитной аномалии — вывод, не вытекающий из фактического материала и даже ему противоречащий.

Результаты магнитной съемки 1946—1947 гг. были качественно подтверждены аэромагнитной съемкой, проведенной в 1954—1955 гг. пар-

тиями НИИ Геофизики и охватившей всю территорию Прикаспийской синеклизы. Эта съемка показала, что в «треугольник» положительных аномалий силы тяжести Хобдинской зоны вписывается слабая отрицательная магнитная аномалия (до $-50-100$ гамм), причем нулевая изодинама в ее юго-восточной части совпадает с гравитационной ступенью. Полосе наиболее высоких положительных аномалий силы тяжести, прослеживающейся на широте низовий р. Киил, соответствует полоса наиболее низких магнитных аномалий. Между тем магнитное поле на смежных с Хобдинской зоной площадях дифференцировано интенсивнее и характеризуется мозаичным распределением слабо положительных магнитных аномалий.

В настоящее время можно считать установленным, что в осадочном чехле восточной окраины Русской платформы магнитное поле обуславливается строением кристаллического фундамента (Шванк, 1955). При этом интенсивность магнитных аномалий с изменением глубины залегания возмущающих масс изменяется очень слабо (Неволин, 1957_{1,2}).

Отмеченные выше различия магнитных характеристик Хобдинской зоны и сопредельных с нею площадей, по-видимому, обусловлены различиями петрографического состава кристаллического фундамента. Они указывают на вероятную древность заложения как Хобдинской зоны в целом, так и разлома, ограничивающего ее с юго-востока.

Заметим, что характер гравитационного и магнитного поля определяется различными физическими свойствами горных пород. Поэтому соответствие между плотностью и магнитной восприимчивостью, а следовательно, между гравитационными и магнитными аномалиями возможно, но не обязательно. Для Хобдинской зоны, как мы видели выше, установлено соответствие зон региональной гравитационной и магнитной аномалии, различающихся по знаку. Совпадение контуров этих аномалий приводит к мысли, что гравитационная аномалия в той или иной мере связана со строением кристаллического фундамента, как связана с ним и магнитная аномалия. Сложнее решить вопрос о природе слабой отрицательной магнитной аномалии Хобдинской зоны. Для случаев, аналогичных данному (т. е. тех, когда гравитационному максимуму соответствует магнитный минимум), вероятная причина аномалии, по мнению Э. Э. Фотиади (1952), может быть объяснена:

а) неоднородностью в строении кристаллического фундамента — появлением пород большой плотности, но не магнитных, в толще легких и также немагнитных пород (например, появлением слабомагнитных гнейсов среди таких же гранитов);

б) внедрением изверженных, но слабо магнитных пород в толщу осадочных пород;

в) внедрением основных изверженных пород в толщу гранитов или гнейсов при наличии обратного намагничивания.

Обычно основные изверженные породы обладают одновременно повышенной плотностью и повышенной магнитной восприимчивостью. Поэтому к участкам их распространения приурочены гравитационные и магнитные максимумы. В то же время слабо отрицательные магнитные аномалии часто совпадают с гранитными интрузиями и породами типа гранито-гнейсов архея. Однако это не обязательно, так как установлено, что магнитные аномалии интенсивностью до $+1000$ гамм в районе Москвы обусловлены гранито-гнейсами архея, обладающими высокой магнитной восприимчивостью (Калашников, 1943). Следовательно, к вопросу об определении характера кристаллического фундамента по знаку магнитной аномалии необходимо подходить осмотрительно. А. Г. Калашников (1955, стр. 17) справедливо замечает, что «...мы еще далеки от того, чтобы всегда более или менее точно указывать, какими

внутренними и внешними факторами определяется наблюдаемое на опыте распределение внешнего магнитного поля».

Учитывая данные магнитометрии, Э. Э. Фотиади (1956) по способу Б. А. Андреева рассчитал вероятную глубину залегания магнитовозмущающих масс в Хобдинской зоне. Оказалось, что в ее центральной части, в районе пос. Кара-тюбе, кристаллический фундамент залегает на глубине около 7,5 км, в то время как северо-восточнее, уже за пределами регионального гравитационного максимума, в верховьях р. Киил, вероятная глубина его залегания увеличивается до 9 км. Указанные цифры и данные сейсморазведки о мощности надсолевых отложений в межкупольных депрессиях Хобдинской зоны (достигающей 4,5 км) определяют верхний и нижний предел вероятной глубины залегания подсолевого ложа (кровли артинских отложений). Ориентировочно можно принять, что в пределах полосы наиболее высоких положительных аномалий, прослеживающейся на широте низовой р. Киил, глубина залегания кровли артинских отложений не превышает 6—7 км. Если это предположение справедливо, то мощность всей нижней части разреза палеозоя в центральной части Хобдинской зоны не должна превышать 1500 м. Она будет, несомненно, сокращенной по сравнению с вероятными мощностями тех же отложений на смежных с Хобдинской зоной площадях.

Косвенным подтверждением нашего предположения о вероятной глубине кровли артинских отложений служат данные рекогносцировочного сейсмического профиля, пройденного к юго-западу от г. Актюбинска (см. выше), а также данные сейсморазведки о глубине залегания подсолевого ложа в юго-восточной части Прикаспийской синеклизы (Баренбойм, 1955).

Несколько севернее купола Макат (в половине расстояния между куполами Макат и Туктубай) подсолевое ложе прослеживается на глубине 7,5 км, т. е. на том же уровне, на котором в центральной части Хобдинской зоны, согласно расчетам Э. Э. Фотиади, прослеживается кристаллический фундамент. Эти данные свидетельствуют о том, что в пределах Прикаспийской синеклизы глубина залегания кристаллического фундамента подвержена значительным колебаниям, причем к наиболее погруженным ее участкам приурочены наибольшие мощности гидрхимических осадков кунгура и, вероятно, подстилающих их отложений палеозоя.

Ориентировочная количественная интерпретация Хобдинской гравитационной аномалии

В самом начале работ по общей гравиметрической съемке Прикаспийской синеклизы, А. Д. Архангельский (Архангельский, Михайлов, Федынский, Люстих, 1937, стр. 729) указывал, что «...мы лишены возможности составить достаточно ясное представление о деталях строения этой замечательной депрессии. Существующий материал позволяет думать, что строение это очень сложно. Обращает на себя внимание тот факт, что на общем отрицательном фоне аномалии в средних частях впадины вырисовывается длинная полоса положительных значений аномалий, которая может соответствовать выступу древнего фундамента или полосе особенно тяжелых пород, приуроченных к этому фундаменту».

Единственными данными, которыми мы пока располагаем для количественной интерпретации Хобдинского гравитационного максимума, являются данные гравиразведки. Однако только с их помощью нельзя однозначно определить глубину залегания аномального тела и, следовательно, окончательно выяснить природу этой аномалии. Поэтому

ниже нам придется воспользоваться разработанными Е. Н. Люстихом (1944, 1948, 1950) методами определения предельной глубины залегания аномального тела. Но даже и в этом случае решение задачи осложняется отсутствием характеристики основных плотностных границ — недостатком данных о плотностях осадочного чехла и кристаллического фундамента Прикаспийской синеклизы и смежных с нею площадей Русской платформы.

Обратимся поэтому к анализу тех физико-геологических предпосылок, которые могут быть положены в основу ориентировочной количественной интерпретации Хобдинской гравитационной аномалии и, прежде всего, установим возможные интервалы колебания плотностей пород кристаллического фундамента и осадочного чехла. М. Л. Озерская (1955) породы кристаллического фундамента Русской платформы по средним значениям плотностей подразделяет на три группы. Первую из них составляют породы наиболее легкие, плотность которых не превышает $2,67 \text{ г/см}^3$ — граниты, а также выветрелые и разрушенные породы иного состава. Ко второй группе относятся породы с плотностью от $2,68$ до $2,78 \text{ г/см}^3$ — биотит-плагиоклазовые и плагиоклазово-роговообманковые гнейсы и мигматиты. Наконец, к третьей группе относятся наиболее тяжелые породы — чарнокитовые, амфиболитовые и пироксеновые гнейсы, кварциты и основные породы, плотность которых превышает $2,78 \text{ г/см}^3$. Для кристаллического фундамента центральных и восточных районов Русской платформы Э. Э. Фотиади (1955) допускает изменение плотностей от $2,75$ до $2,85 \text{ г/см}^3$, О. А. Шванк (1955) в Саратовском Поволжье — от $2,5$ до $4,0 \text{ г/см}^3$, а И. С. Огарин (1957_{1,2}) на разведочных площадях Башкирии и Татарии — от $2,54$ до $3,08 \text{ г/см}^3$. Среднее значение плотности пород кристаллического фундамента этими исследованиями принимается равным $2,7$ — $2,8 \text{ г/см}^3$.

Породы осадочного чехла восточных районов Русской платформы и Саратовского Поволжья Э. Э. Фотиади (1955) подразделяет на три комплекса: нижний терригенный, карбонатный и верхний терригенный. При этом к нижнему терригенному комплексу он относит песчано-глинистые, аргиллито-алевролитовые, местами карбонатные отложения рифея, среднего девона, а также пашийские и кыновские слои верхнего девона. Карбонатный (точнее галогенно-карбонатный) комплекс в понимании Э. Э. Фотиади включает карбонатные и галогенные отложения верхнего девона, карбона и нижней перми. Наконец, верхний терригенный комплекс образован терригенными карбонатными породами верхней перми и мезозоя. Для восточных районов Русской платформы Э. Э. Фотиади принимает, что средние значения плотности пород нижнего терригенного комплекса варьируют от $2,45$ до $2,5 \text{ г/см}^3$, пород карбонатного комплекса — от $2,55$ до $2,65 \text{ г/см}^3$, а среднее значение плотности пород верхнего терригенного комплекса (верхней перми) не превышает $2,25 \text{ г/см}^3$. Для Саратовского Поволжья он же принимает, что средние значения плотности пород нижнего терригенного комплекса колеблются от $2,35$ до $2,45 \text{ г/см}^3$, пород верхнего терригенного комплекса (мезозоя) — от $1,8$ до $1,9 \text{ г/см}^3$, а среднее значение плотности разделяющих их пород карбонатного комплекса равно $2,5 \text{ г/см}^3$. Отсюда, по Э. Э. Фотиади, в восточных районах Русской платформы разность плотностей между кристаллическим фундаментом и подошвой нижнего терригенного комплекса может достигать $0,3 \text{ г/см}^3$, между кровлей нижнего терригенного комплекса и подошвой карбонатного комплекса — $0,2 \text{ г/см}^3$, а между кровлей карбонатного комплекса и подошвой терригенного комплекса — $0,4 \text{ г/см}^3$. В Саратовском Поволжье те же границы раздела, по Э. Э. Фотиади, соответственно характеризуются следующими разностями плотностей: $0,5 \text{ г/см}^3$; $-0,15 \text{ г/см}^3$ и $0,7 \text{ г/см}^3$.

О. А. Шванк (1955) для Саратовского Поволжья выделяет следующие границы между средами с различными плотностями:

I — поверхность кристаллического фундамента с разностью плотностей $2,8 - 2,5 = 0,3$ г/см³;

II — поверхность терригенной толщи девона с разностью плотностей $2,5 - 2,65 = -0,15$ г/см³;

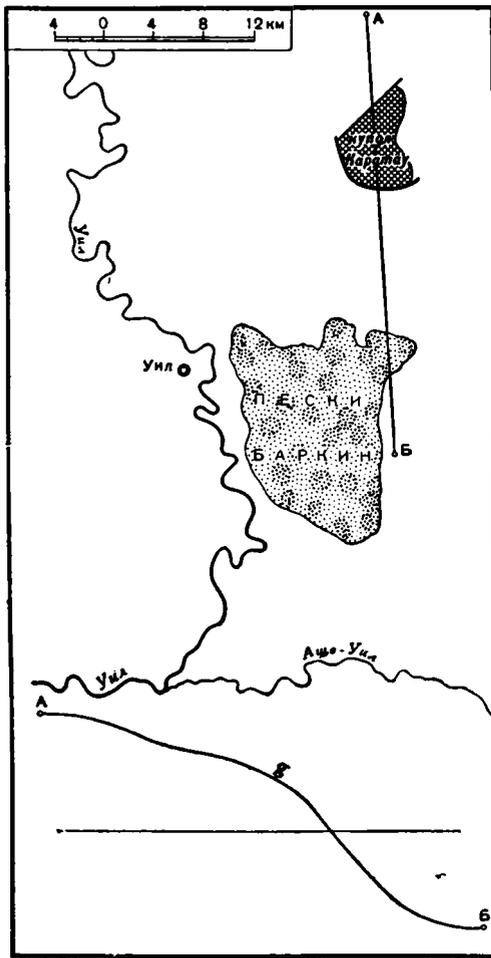
III — поверхность нижнего карбона с разностью плотностей $2,65 - 2,45 = 0,2$ г/см³;

IV — поверхность среднего карбона с разностью плотностей $2,45 - 1,95 = 0,5$ г/см³.

Для приближенных расчетов О. А. Шванк исключает из рассмотрения плотностные границы II и III и считает, что границе IV соответствует разность плотностей $+0,5 + 0,2 - 0,15 = 0,55$ г/см³ или, округляя, $0,6$ г/см³. В таком случае, в Саратовском Поволжье могут быть выделены две основные границы между средами с различными плотностями: поверхность кристаллического фундамента с разностью плотностей $0,3$ г/см³ и поверхность карбонатной толщи палеозоя с разностью плотностей $0,6$ г/см³.

И. С. Огарин (1957_{1,2}) в отложениях осадочного чехла промысловых районов Башкирии и Татарии выделяет нижний терригенный, галогенно-карбонатный и верхний терригенный комплексы, объем которых совпадает с объемом комплексов, выделенных Э. Э. Фотиади. Он устанавливает, что средние значения плотностей пород нижнего терригенного комплекса в восточном направлении изменяются от $2,53$ до $2,68$ г/см³, пород галогенно-карбонатного комплекса — от $2,62$ до $2,7$ г/см³, а пород верхнего терригенного комплекса — от $2,38$ до $2,54$ г/см³. По И. С. Огарину (1957), разность плотностей между отдельными группами пород кристаллического фундамента в среднем может достигать $0,3$ г/см³, между кристаллическим фундаментом и подошвой нижнего терригенного комплекса $0,2$ г/см³, между кровлей нижнего терригенного комплекса и подошвой галогенно-карбонатного комплекса — $0,1$ г/см³ и, наконец, между кровлей галогенно-карбонатного комплекса и подошвой верхнего терригенного комплекса $0,2$ г/см³.

Бликие значения разностей плотностей между этими комплексами ориентировочно принимают М. П. Казаков, М. М. Чарыгин и др. (1958) для внутренних зон Прикаспийской синеклизы. Ориентируясь на произведенные М. М. Кузнецовой, Л. С. Полак, О. А. Шванком и В. Ф. Ртищевой определения плотностей пород из опорных скважин Новоузенской № 1, Астраханской № 2, Магатской № 3, Джусинской № 5а и разведочных скважин Актюбинской № 4 и Чушкакульских Г-2 и Г-3, они считают, что разность плотностей между кристаллическим фундаментом и подошвой докунгурских отложений в среднем может достигать $0,2 - 0,3$ г/см³, между кровлей докунгурских отложений палеозоя и гидрохимическими осадками кунгура $0,35$ г/см³, между кровлей кунгура и подошвой красноцветов перми и триаса — $0,25$ г/см³ и, наконец, между зоя и кайнозоя $0,3$ г/см³. А. Б. Галактионов для Актюбинского Приуралья принимает, что средняя плотность отложений карбона равна $2,51 - 2,53$ г/см³, сакмарского и артинского ярусов — $2,36 - 2,47$ г/см³, кунгура на Западно-Актюбинской и Актюбинско-Баштамакской складках — $2,23 - 2,62$ г/см³, но к востоку от них в связи с фаціальными замещениями гидрохимических осадков терригенными она возрастает до $2,65 - 2,7$ г/см³. По его же данным, средняя плотность отложений верхней перми и нижнего триаса достигает $2,4 - 2,44$ г/см³, а вышележащих отложений мезозоя — $2,3$ г/см³. Отсюда следует, что разность средних плотностей на границах между упомянутыми отложениями не превышает $0,3$ г/см³.



Фиг. 43. Поперечное сечение, принятое для определения предельных значений глубины залегания аномального тела Хобдинской зоны

Приведенные выше данные позволяют ориентировочно судить о вероятных пределах колебания средних значений плотностей отложений, развитых в Хобдинской зоне. Для определения предельных значений глубины залегания аномального тела Хобдинской зоны выберем в пределах гравитационной ступени, ограничивающей ее с юго-востока, поперечное сечение с наиболее крутым градиентом. Этому условию удовлетворяет сечение от купола Каратау в Хобдинской зоне к пескам Баркин (по меридиану устья р. Кирил) (фиг. 43), где в пределах близко расположенных («уступных») аномалий разность между максимальными и минимальными значениями силы тяжести $\Delta g = g_{\max} - g_{\min} = 90$ мгл. В то же время градиент в зоне повышенных значений силы тяжести (G) достигает 60 этвешей (42 мгл на 7 км). Для определения в данном сечении полной высоты аномального тела — вертикального расстояния между низшей и высшей его точками (T), а также вероятной глубины залегания от поверхности земли высшей точки этого тела (h) воспользуемся формулами Д. В. Фишера (Fischer, 1941) — Е. Н. Люстиха (1950), согласно которым:

$$T > \frac{\Delta g}{2\pi f \Delta D}, \quad (1)$$

$$h \leq \frac{\Delta g}{\pi G \left(1 + \frac{G}{4f \Delta D}\right)}, \quad (2)$$

где f — гравитационная константа, равна $66,7 \cdot 10^{-9}$, а ΔD — разность между максимальной и минимальной плотностями тел, участвующих в создании аномалии. В дальнейшем нам придется прибегнуть и к формуле, предложенной Е. Н. Люстихом (1950) для случая, когда разность между плотностями неизвестна. При $\Delta D = \infty$

$$h' \leq \frac{\Delta g}{\Delta G}. \quad (3)$$

Наличие «уступного» распределения аномалий объясняется либо разной глубиной залегания поверхности раздела между толщей с плотностью D_1 и подстилающей ее толщей, обладающей иной, обычно большей плотностью D_2 , либо изменением плотности (от D_1 к D_2) горизон-

тального пласта постоянной мощности. Однако в обоих случаях полная высота аномального тела $T = H - h$, где H — глубина залегания от поверхности земли ниже точки аномального тела.

Прежде чем переходить к расчетам, отметим, что наличие гидрохимических осадков кунгура в стратиграфическом разрезе Хобдинской зоны и смежных с ней площадей осложняет решение поставленной задачи. Соляная тектоника обуславливает здесь мозаичный характер гравитационного поля, а построение осредненной кривой силы тяжести, которая бы характеризовала региональное гравитационное поле, осложнено значительными неувязками между гравиметрическими съемками различных лет. Однако в принятом нами сечении — от купола Каратау к локальному минимуму силы тяжести (куполу) Баркин влиянием гидрохимических осадков кунгура на характер наблюдаемой кривой силы тяжести в первом приближении можно пренебречь, так как эта кривая по очертаниям должна быть близка к осредненной.

Напомним, что еще в 1937 г. А. Д. Архангельский (Архангельский, Михайлов, Федынский, Люстих, 1937) указывал, что аномальное поле силы тяжести Русской платформы может быть обусловлено:

1) изменениями глубин залегания складчатого фундамента, а, следовательно, и мощностей покрывающих его пород;

2) неоднородностью структуры складчатого фундамента вследствие смены в нем пород различного петрографического состава, а, следовательно, и различной плотности;

3) глубинными изменениями плотности подкорового вещества, определяющими региональный аномальный фон.

Проведенные позднее в различных участках Русской платформы гравиметрические исследования позволили внести некоторые уточнения в эту схему и, в частности, показали необходимость учета влияния неоднородности осадочной толщи, залегающей над кристаллическим фундаментом. Поэтому в качестве основных причин Хобдинской гравитационной аномалии, равно как и других гравитационных аномалий Русской платформы, можно предполагать: 1) аномальные массы осадочного чехла; 2) рельеф поверхности кристаллического фундамента; 3) аномальные массы в кристаллическом фундаменте; 4) рельеф подошвы кристаллического фундамента; 5) более глубоко залегающие массы.

Наибольшую разность плотностей осадочного чехла может дать граница раздела между солью, имеющую плотность не менее $2,0 \text{ г/см}^3$, и ангидритами или диабазами с плотностью до $2,9 \text{ г/см}^3$. Принимая за максимально возможную разность плотностей $\Delta D = 0,9 \text{ г/см}^3$ при $\Delta g = 90 \text{ мгл}$ по формуле (1), определяем, что

$$T > \frac{90}{41,9 \cdot 0,9} = 2,5 \text{ км.}$$

Вряд ли можно допустить наличие в Хобдинской зоне сплошного ангидритового или диабазового массива такой мощности. Следовательно, возможность отнесения Хобдинской гравитационной аномалии целиком за счет осадочного чехла исключена.

Определим минимальную амплитуду колебания кровли кристаллического фундамента, необходимую для создания такой крупной аномалии. Если кристаллический фундамент не заключает никаких аномальных тел, то его следует рассматривать как однородную гранито-гнейсовую толщу, плотность которой не превышает в среднем $2,7 \text{ г/см}^3$. Средняя плотность осадочного чехла составляет не менее $2,4 \text{ г/см}^3$. Отсюда $\Delta D = 0,3 \text{ г/см}^3$ и при $\Delta g = 90 \text{ мгл}$ по той формуле (1) определяем, что

$$T > \frac{90}{41,9 \cdot 0,3} = 7,3 \text{ км.}$$

Напомним, что T указывает минимально возможную разницу в глубине залегания поднятой и опущенной частей кристаллического фундамента. Однако допустить существование такой значительной ступени фундамента, погребенной под осадочным чехлом, мы не можем. К тому же при тех же исходных данных по формуле (2) имеем, что

$$\begin{aligned}
 h &\leq \frac{90 \cdot 10^{-3}}{3,14 \cdot 60 \cdot 10^{-9} \left(1 + \frac{60 \cdot 10^{-9}}{4,66,7 \cdot 10^{-9} \Delta D}\right)} \\
 &1 + \frac{60 \cdot 10^{-9}}{4,66,7 \cdot 10^{-9} \Delta D} = \\
 &= 1 + \frac{0,22}{\Delta D} = 1 + \frac{0,22}{0,3} = 1 + 0,73 = 1,73 \\
 h &\leq \frac{90 \cdot 10^{-3}}{3,14 \cdot 60 \cdot 10^{-9} \cdot 1,73} = \\
 &= \frac{3 \cdot 10^6}{3,14 \cdot 2 \cdot 1,73} = \frac{3 \cdot 10^6}{10,86} = 0,27 \cdot 10^6 = 2,7 \text{ км.}
 \end{aligned}$$

В действительности же мощность надсолевых отложений в между-польных пространствах Хобдинской зоны (3,5—4,5 км) значительно превышает определенную расчетом предельную глубину залегания от поверхности земли высшей точки аномального тела (в данном случае — поверхности кристаллического фундамента).

В том случае, если Хобдинская гравитационная аномалия вызвана неоднородностью в толще самого кристаллического фундамента, то разность между плотностями может колебаться в интервале 0,2—0,4 г/см³. В составе кристаллического фундамента, кроме пород кислого ряда — гранитов и гнейсов, обладающих пониженной плотностью, могут присутствовать породы основного ряда — амфиболиты, нориты и габбро-нориты, плотность которых иногда достигает 3,3 г/см³. Принимают, что средние значения плотности пород кристаллического фундамента варьируют от 2,66 до 3,07 г/см³ (Огаринов, 1957), а, следовательно, верхний предел разности между плотностями этих пород, равный 0,4 г/см³, вполне оправдан. Принимая $\Delta D = 0,4$ г/см³ при $\Delta g = 90$ мгл по формуле (1), определяем, что

$$T > \frac{90}{41,9 \cdot 0,4} = 5,3 \text{ км.}$$

Аналогичные расчеты показывают, что при $\Delta g = 90$ мгл и $\Delta D = 0,2$ г/см³ T должно быть больше 10,7 км, а при $\Delta g = 90$ мгл и $\Delta D = 0,16$ г/см³ T должно быть больше 14,3 км.

Для кристаллического фундамента такой порядок мощностей вероятен и поэтому принятые нами критерии, как это может показаться на первый взгляд, не исключают возможности объяснения Хобдинской гравитационной аномалии неоднородностью состава фундамента Хобдинской зоны и смежных с нею площадей. Определенное подтверждение этому предположению можно видеть и в совпадении контуров Хобдинской гравитационной и магнитной аномалии.

В самое недавнее время к подобной трактовке Хобдинской гравитационной аномалии пришел в рукописных отчетах Н. В. Неволин. Основываясь на расчетах А. Д. Серовой по линии Кара-ой — Александровка (от рекогносцировочного сейсмического профиля I—I, пройденного в Хобдинской зоне в 1947 г., к сейсмическому профилю, проходящему от слияния рек Сары- и Кара-Хобды к г. Актюбинску), Н. В. Не-

волин принимал, что Хобдинская гравитационная аномалия может быть полностью обусловлена неоднородностью складчатого основания при условии, если плотность слагающих его пород при мощности в 17 км принять равной 2,75—2,85 г/см³, а плотность складчатого основания в смежных районах считать равной 2,60—2,70 г/см³. Таким образом, Н. В. Неволин расценивал складчатое основание Хобдинской зоны как тело с избытком плотности 0,15 г/см³. Он допускал, что Хобдинская гравитационная аномалия — это область глубокого погружения кристаллического фундамента, так как в ее пределах подошва мезозоя прослеживается на глубине 1 км, подошва кунгура — на глубине 7 км, а кристаллический фундамент — на глубине 11 км.

Если принять, что Хобдинская гравитационная аномалия вызвана исключительно неоднородностью кристаллического фундамента, то при $\Delta g = 90$ мгл и $\Delta D = 0,5$ г/см³ глубина залегания от поверхности земли высшей точки аномального тела (кристаллического фундамента) может быть определена по формуле (2)

$$h \leq \frac{90 \cdot 10^{-3}}{3,14 \cdot 60 \cdot 10^{-9} \left(1 + \frac{60 \cdot 10^{-9}}{4 \cdot 66,7 \cdot 10^{-9} \cdot 0,4} \right)}$$

$$1 + \frac{60 \cdot 10^{-9}}{4 \cdot 66,7 \cdot 10^{-9} \cdot 0,4} = 1 + \frac{0,22}{0,4} = 1 + 0,55 = 1,55$$

$$h \leq \frac{90 \cdot 10^{-3}}{3,14 \cdot 60 \cdot 10^{-9} \cdot 1,55} =$$

$$= \frac{3 \cdot 10^6}{3,14 \cdot 2 \cdot 1,55} = \frac{3 \cdot 10^6}{9,73} = 0,31 \cdot 10^6 = 3,1 \text{ км.}$$

Аналогичные расчеты показывают, что при $\Delta g = 90$ мгл и $\Delta D = 0,2$ г/см³ h должно быть меньше или равно 2,2 км, а при $\Delta g = 90$ мгл и $\Delta D = 0,15$ г/см³ h должно быть меньше или равно 1,9 км. Между тем величина h не может быть меньше мощности надсолевых отложений в межкупольных пространствах Хобдинской зоны, которая, по данным сейсморазведки, составляет не менее 3,5—4,5 км. Поэтому только лишь одним изменением плотности кристаллического фундамента не только на 0,15 г/см³, но даже на 0,4 г/см³ Хобдинская гравитационная аномалия не может быть объяснена.

Н. В. Неволин (1958, стр. 6—7), видимо, учитывая это, допускает, что в районе этой аномалии «...располагается докембрийский выступ с сокращенной мощностью платформенных палеозойских образований» и рассматривает его, как «...тело с избытком плотности в 0,17—0,25 по отношению к вмещающим его породам».

Если предположить, что Хобдинская гравитационная аномалия вызвана изменением рельефа нижней поверхности сиала — поверхности раздела между гранито-гнейсовой толщей и подстилающим ее субстратом, то между этими средами можно допустить разность плотностей от 0,18 г/см³ (Glennie, 1932) до 0,6 г/см³ (Евсеев, 1941). Отсюда следует, что минимальная полная высота рельефа поверхности раздела сиала — сима варьирует в тех же пределах, что и цифры, полученные расчетным путем при оценке предыдущих предположений о природе Хобдинской гравитационной аномалии. Поэтому прежде чем оценивать достоверность ее объяснения изменением рельефа нижней поверхности сиала, попытаемся ограничить зону расположения главных аномальных масс снизу путем вычисления предельной глубины их залегания. Для

этого определим по формуле (3) вероятную глубину залегания от поверхности земли высшей точки аномального тела:

$$h < \frac{90 \cdot 10^{-8}}{3,14 \cdot 60 \cdot 10^{-9}} = \frac{3 \cdot 10^6}{3,14 \cdot 2} = 0,48 \cdot 10^6 = 4,8 \text{ км.}$$

Если предположить на такой ничтожной глубине границу раздела сиала и симы в качестве причины аномалии, то при ΔD 0,5 г/см³ по формуле (1) можно определить, что полная высота аномального тела

$$T > \frac{90}{41,9 \cdot 0,5} = 4,3 \text{ км.}$$

Если значения h и T близки к предельным, то глубина залегания от поверхности земли низшей точки аномального тела $H = h + T = 4,8 + 4,3 = 9,1$ км. Однако для слоя с плотностью около 3,3 г/см³ (для кровли симы) такая небольшая глубина залегания исключена. Поэтому мы вынуждены отказаться от предположения, что данная аномалия может зависеть от изменения рельефа нижней поверхности сиала, и тем более от предположения о еще более глубоком залегании возмущающих масс (внутри симатического слоя).

Из вышесказанного следует, что Хобдинская гравитационная аномалия может быть вызвана лишь суммой влияния аномальных масс кристаллического фундамента, рельефа его поверхности и, в какой-то мере, аномальных масс осадочного чехла. Ее обуславливает наложение друг на друга аномалий, созданных разными, но взаимообусловленными аномалиеобразующими факторами. В основном региональные аномальные массы, по-видимому, сосредоточены в кристаллическом фундаменте Хобдинской зоны, но на величину ее аномалии помимо этого существенное влияние оказывает ее приподнятое положение в палеозое и обусловленные им фациальные изменения соответствующей части осадочного чехла.

Н. В. Неволин (1958), связывая Хобдинскую гравитационную аномалию с петрографическими и структурными особенностями докембрийского складчатого основания и с его рельефом, считает, что на величину этой аномалии почти не влияет рельеф подсолевого ложа. Он подчеркивает, что между значениями аномалий силы тяжести и глубиной залегания подсолевого ложа нет прямой связи. Последний вывод, по его мнению, «...доказывается тем, что в большинстве случаев значения аномалий силы тяжести изменяются независимо от отметок подсолевого ложа» (Неволин, 1958, стр. 4). В качестве примера таких соотношений он ссылается на то, что в Актюбинском Приуралье подъему подсолевого ложа соответствует уменьшение отметок аномалий силы тяжести. Однако этот факт известен издавна — еще в 1933 г., перед началом работ по общей систематической гравиметрической съемке СССР, основываясь на имевшемся тогда крайне незначительном количестве маятниковых определений, А. Д. Архангельский указывал, что «...перед западным склоном Урала протягивается полоса, где сила тяжести меньше нормальной... Южнее широты Сарапула каждая линия промеров дала у подножья западного склона Урала отрицательные аномалии, и поэтому мы вправе утверждать, что они образуют здесь непрерывную полосу, доходящую на юге во всяком случае до р. Илека. Южнее последнего полоса эта сливается, по-видимому, с тем обширным полем отрицательных аномалий, которые характеризуют Прикаспийскую впадину. Вполне очевидно, что установленная нами полоса пониженного значения силы тяжести... отвечает Предуральской впадине, которую удается выделить только гравиметрическим путем» (Архан-

гельский, 1954, стр. 179). Таким образом, уже четверть века тому назад было установлено, что Предуральский прогиб на всем протяжении характеризуется пониженными значениями аномалий силы тяжести. Развивая это положение, Э. Э. Фотиади (1956) предполагал, что Актюбинский региональный гравитационный минимум имеет аналогичную природу со столь же обширной зоной минимума на западном склоне Южного Урала, обусловленной большими мощностями древних уральских свит. Он считал, что Актюбинский минимум фиксирует южное продолжение древнейшего (протерозойского) прогиба, в северной части которого в последующем возник Башкирский антиклинорий, сложенный древними уральскими свитами. Учитывая приведенные выше соображения и вероятную геологическую природу гравитационного минимума Актюбинского Приуралья, вряд ли следует искать в его пределах прямую зависимость между рельефом подсолевого ложа и характером гравитационного поля.

Вне Актюбинского Приуралья, в Прикаспийской синеклизе Русской платформы, наблюдаются прямые соотношения между отметками подсолевого ложа и значениями аномалий силы тяжести. Действительно, сейсморазведка позволила установить, что в южной части синеклизы подсолевое ложе плавно воздымается к зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, и в том же направлении возрастают значения аномалий силы тяжести. Восточнее Сталинградского и южнее Жадовского уступов, ограничивающих с запада и севера Прикаспийскую синеклизу, происходит резкое погружение отложений палеозоя, и, соответственно, резко понижается значение аномалий силы тяжести. Наконец, к северу от Жадовского уступа профилями глубокого сейсмического зондирования, заданными Ю. Н. Годиным на южном склоне Волго-Уральского свода, установлены прямые соотношения между характером гравитационного поля и рельефом кристаллического фундамента. Приведенные выше примеры убедительно показывают, что в пределах Хобдинской гравитационной аномалии мы вправе предполагать повышенное положение кристаллического фундамента и подсолевого ложа.

Заметим, что и другие крупные зоны положительных аномалий силы тяжести, прослеживающиеся на Русской платформе, по-видимому, могут быть объяснены только суммарным влиянием аномалиеобразующих факторов. Как известно, в Днепровско-Донецкой впадине уже давно намечалась продольная зона распространения региональных максимумов силы тяжести, отличающихся значительной интенсивностью гравитационного поля и большими размерами. Она, равно как и сопровождающие ее зоны пониженных значений силы тяжести, прослеживается более чем на 500 км от г. Наровли на западе до г. Полтавы на юго-востоке и включает ряд обширных максимумов силы тяжести: Черниговский, Лохвицкий, Лютеньский и Диканьский. Из них по своим размерам и интенсивности выделяется Черниговский гравитационный максимум. Остальные максимумы системой изоаномал объединены в одну группу, которая, как и Черниговский максимум, оконтуривается полосой интенсивного (до 5 мгл на 1 км) изменения значений силы тяжести. При этом по сравнению с Черниговским интенсивность Лохвицкого максимума уменьшается в четыре раза, Лютеньского — в семь и Диканьского — в пятнадцать раз.

Контурсы Черниговского гравитационного максимума были намечены маятниковыми съемками в 1927 г., и за прошедшие тридцать лет относительно его природы высказывались различные предположения. В основном они сводились к двум крайним точкам зрения: согласно первой Черниговская гравитационная аномалия связана с наличием

в кристаллическом фундаменте плотных изверженных пород (Завистовский, 1939; Сельский, 1940; Завистовский и Субботин, 1941), согласно второй она обусловлена относительно резким поднятием кристаллического фундамента (Косыгин, 1941). Ю. А. Косыгин, основываясь на закономерностях распределения соляной тектоники в Днепровско-Донецкой впадине (на ее приуроченности к окраинным зонам пониженных значений силы тяжести), высказал предположение о наличии в ее осевой части крупного поднятия — Глинско-Лохвицкого вала, отвечающего данной полосе гравитационных максимумов. Однако еще ранее П. Я. Галушко (1939), учитывая данные гравиметрии и сейсморазведки, предпринял соответствующие расчеты и пришел к выводу, что если Лохвицкий (Сребринский) максимум этой полосы был бы обусловлен подъемом кристаллического фундамента (при плотности пород кристаллического фундамента $2,6 \text{ г/см}^3$ и средней плотности осадочного покрова $2,45 \text{ г/см}^3$), то последний поднимался бы над современной дневной поверхностью. Поэтому первая точка зрения находила большее число сторонников среди геофизиков. Принято было думать, что полоса максимумов силы тяжести связана с увеличением плотности пород фундамента и с наличием на глубине ультраосновных пород с плотностью до $3,14 \text{ г/см}^3$, причем ей отвечает не приподнятая, а наиболее прогнутая часть Днепровско-Донецкой впадины.

Данные, полученные при бурении Черниговской опорной скважины, проливают свет на природу этой полосы максимумов силы тяжести. Эта скважина в интервале 1587—2751 м вскрыла мощную (до 1154 м) толщу эффузивно-осадочных пород верхнего девона (Бернадская, Ладчик и Усенко, 1954). Среднее значение их плотности Т. С. Лебедев (1956) определяет равным $2,66 \text{ г/см}^3$ при плотности отдельных разновидностей основных эффузивов до $3,18 \text{ г/см}^3$. В то же время средняя плотность гнейсов и мигматитов кристаллического фундамента (в которые скважина углубилась на 88 м) достигает $2,71 \text{ г/см}^3$, причем он пронизан интрузиями основных изверженных пород. Т. С. Лебедев принимает, что средние плотности пород верхнего девона и кристаллического фундамента соизмеримы и достигают $2,7 \text{ г/см}^3$. Нетрудно заметить, что в этом случае можно условно принять, что в зоне Черниговского гравитационного максимума кристаллический фундамент как бы приподнят дополнительно на 1164 м по отношению к окружающим этот максимум площадям. Вышележащие породы осадочного чехла, по данным Т. С. Лебедева, обладают значительно меньшей плотностью: для пород нижнего карбона она равна $2,32 \text{ г/см}^3$, среднего карбона — $2,62 \text{ г/см}^3$, верхнего карбона — $2,04 \text{ г/см}^3$, нижней перми — $2,13 \text{ г/см}^3$, верхней перми — $1,85 \text{ г/см}^3$, триаса — $2,05 \text{ г/см}^3$. Отсюда следует, что основная плотностная граница в зоне Черниговской гравитационной аномалии приурочена к кровле верхнего девона — подошве нижнего карбона, причем в районе опорной скважины она прослеживается на глубине порядка 1,5 км. Разность плотностей на данной границе может достигать $0,55\text{—}0,6 \text{ г/см}^3$. По расчетам Т. С. Лебедева, гравитационный эффект, обусловленный эффузивно-осадочными породами верхнего девона и породами кристаллического фундамента, приблизительно равен 30 мгл, в то время как действительная интенсивность Черниговской аномалии более чем втрое превышает эту величину. Поэтому Т. С. Лебедев предполагает, что Черниговский гравитационный максимум обусловлен совокупностью следующих факторов: 1) общим блоковым поднятием кристаллического фундамента; 2) эффузивно-осадочным комплексом пород верхнего девона, которые залегают непосредственно на докембрийском фундаменте и представляют собой переслаивание покровов эффузивов с туфогенными и нормально осадочны-

ми породами; 3) наличием в его центральной части серии вертикальных каналов, по которым в верхнем девоне периодически изливалась основная магма; 4) наличием обширных внедрений основных и ультраосновных пород в более глубокие зоны кристаллического фундамента.

При этом наличие поперечных нарушений, которые осложняют Черниговское поднятие кристаллического фундамента платформы, по мнению Т. С. Лебедева, доказывается присутствием субмеридиональной полосы локальных магнитных максимумов интенсивностью порядка 400—800 гамм, располагающейся в пределах гравитационного максимума.

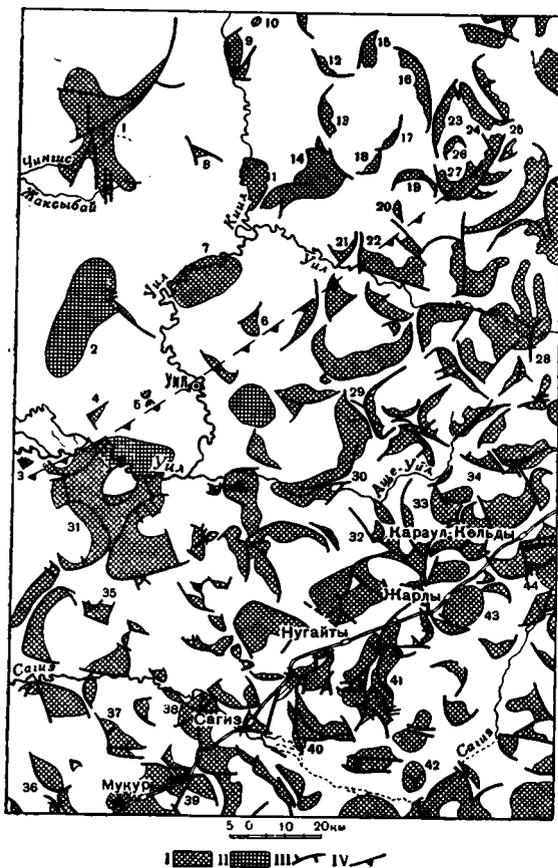
С. Я. Шершевская (1956) считает, что изменение гипсометрии всей толщи эффузивно-осадочных пород даже на 2—3 км может создать гравитационный эффект порядка 25—30 мгл, т. е. также втрое меньше наблюдаемого гравитационного эффекта в зоне Черниговского максимума силы тяжести. Поэтому, по ее мнению, гравитационный эффект в зоне последнего в основном обусловлен петрографической неоднородностью фундамента — внедрением пород основной магмы, корни которой располагаются на больших глубинах. Четкую разобщенность и различную интенсивность Черниговского максимума и Лохвицко-Диканьской группы максимумов С. Я. Шершевская склонна объяснять тем, что кристаллический фундамент центральной части Днепровско-Донецкой впадины разбит на относительно приподнятые блоки, располагающиеся на разных глубинах, причем Черниговский максимум силы тяжести фиксирует положение наиболее приподнятого блока.

Таким образом, Черниговская гравитационная аномалия, равно как и Хобдинская, может быть вызвана лишь суммой влияний аномалиеобразующих факторов.

Сравнительная характеристика соляной тектоники Хобдинской зоны и смежных с нею площадей

Отмеченные сейсморазведкой существенные отличия гидрохимических осадков кунгура Хобдинской зоны от одновозрастных осадков, которые развиты на смежных с нею площадях, подтверждаются особенностями соляной тектоники в ее пределах. К юго-востоку от гравитационной ступени Хобдинской зоны, в полосе отрицательных аномалий силы тяжести, соляные купола многочисленны, сложно построены и нарушены густой сетью сбросов. Эта полоса тесно сближенных и сильно раздробленных соляных куполов протягивается от верховьев рек Темира и Уила через междуречья Уила и Сагиза, Сагиза и Эмбы, к промысловому району Южной Эмбы. К северо-западу от гравитационной ступени, в пределах Хобдинской зоны, купола более редки, построены проще, слабее нарушены сбросами и разделены обширными, полого прогнутыми межкупольными пространствами, протягивающимися на многие десятки километров (фиг. 44). Наиболее типичными для восточной, обнаженной части Хобдинской зоны являются небольшие и, как правило, однокрылые¹ соляные купола: Самай, Кос-батыр, Каратау, Ботакоз, Байтас, Тас-сай, Бегала, Тасымай, Калиновка, Кук-куз, Кзыл-жар-сай, Алимбет, Кзыл-сай, Куқирты-сай и Сага. В ее пределах имеется всего лишь один, но и то миниатюрный двухкрылый купол. Орындыкты и единственный, ничтожный по размерам купол, диапировый шток которого прорвал надсолевые слои до отложений кампанского яруса — купол Тюбе-кудук. Помимо перечисленных куполов выделяются гораздо более крупные купола с неглубоко залегающими плоскими соляными сводами: Чингис, Жекендысай, Джундусай и Майлисай.

¹ Вторые крылья этих куполов редуцированы, глубоко погружены и не находят отражения на геологических картах.



Фиг. 44. Схема расположения соляных куполов в восточной части Хобдинской зоны

I — купола по геологическим данным; II — купола по данным гравитразведки; III — линии дизъюнктивных нарушений; IV — простирание гравитационной ступени I — Чингис, 2 — Жекендысай, 3 — Самай, 4 — Кос-батыр, 5 — Орындыкты, 6 — Каратау, 7 — Джундусай, 8 — Ботага, 9 — Байтас, 10 — Тюбе-кудук, 11 — Тас-сай, 12 — Бегала, 13 — Тасымай, 14 — Майлысай, 15 — Калиновка, 16 — Кук-куз, 17 — Кзыл-жар-сай, 18 — Алимбет, 19 — Кзыл-сай, 20 — Кукиртты-сай, 21 — Сага, 22 — Байжан-мола, 23 — Абды-булак, 24 — Чулукаин, 25 — Куз-кудук-сай, 26 — Шокпар-сай, 27 — Егинды, 28 — Алты-карасу, 29 — Кок-булак, 30 — Май-кудук, 31 — Тамдыкуль, 32 — Жиде-Караганда, 33 — Копа-Караганда, 34 — Шубар-жилаң, 35 — Кайракты, 36 — Кемер-куль, 37 — Тал-кудук, 38 — Ит-шук, 39 — Тюбе-кудук на Сагизе, 40 — Копа, 41 — Левите-Мунайлысай, 42 — Сарлык, 43 — Кум-кудук, 44 — Бес-батыр

по ее правобережью протягиваются широкие поля отложений кампана и маастрихта, то по ее левому берегу, близ могил Байтас-мола обнажаются пески и глины средней юры, а у могил Сати-мола — залегающие над ними мергели нижнего волжского яруса, а также пески и глины неокома, наклоненные на восток-юго-восток под углами от 16 до 6° (углы падения вверх по разрезу становятся более пологими). По падению они последовательно сменяются все более и более молодыми отложениями мела до несколько окремненного пясчег мела маастрихта включительно. Последний с востока обрзан сбросом, который протягивается в северо-восточном направлении и затухает в отложениях кампана. С юго-во-

Из однокрылых куполов восточной части Хобдинской зоны наименьшие размеры имеет сложно построенный купол Самай, находящийся на левобережье р. Уил близ ее выхода в низовую степь. Он разбит серией радиальных сбросов и в наиболее приподнятой части его, у сора Шепты-коль, обнажаются глины неокома.

Характерно, что из всех однокрылых куполов восточной части Хобдинской зоны только в своде купола Байтас на поверхность выходят пески и глины средней юры. Отложения неокома, помимо куполов Самай и Байтас, известны лишь на куполе Каратау. Обычно же в сводах однокрылых куполов обнажаются породы альба (на куполах Кос-батыр, Ботакоз, Тас-сай, Бегала, Тасымай, Калиновка, Кзыл-жар-сай, Алимбет, Кзыл-сай и Сага) или сеномана (на куполах Кук-куз и Кукиртты-сай), обрзанные плоскостями сбросов и сменяющиеся по падению уже весьма полого залегающими мергелями сантона.

Наиболее изученным из однокрылых куполов восточной части Хобдинской зоны является купол Байтас, находящийся на левобережье р. Киил выше устья р. Батпакты. С запада его сводовая часть ограничена сбросом северо-северо-западного простирания, погребенным под аллювиом р. Киил. Если

стока, близ могил Калдыгул-мола, к нему примыкает вторичный полукупол Калдыгул, в сводовой части которого обнажаются отложения апта и альба, окаймленные узкой лентой отложений сантона. К востоку от этих могил, в полосе развития глин и мергелей кампана расположена небольшая компенсационная мульда, выполненная пясчым мелом маастрихта.

Значительно проще построены однокрылые соляные купола Бегала и Каратау. Первый из них располагается непосредственно к востоку от купола Байтас, в верховьях левого притока р. Киил — р. Батпакты. Он слегка вытянут в северо-восточном направлении, а с юга и запада обрезан дугообразно изогнутым сбросом. В наиболее приподнятой части купола Бегала обнажаются пески верхнего альба, над которыми непосредственно залегают мергели сантона. Последние на юго-западе моноклинально наклонены к срезающему их дугообразному сбросу. На северо-востоке они уходят под отложения кампана и маастрихта, выполаняющие обширную межкупольную депрессию, вдоль которой, на данном участке, проходит водораздел между реками Большой Хобдой и Уилом. Следуя вверх по течению р. Батпакты, по смене песков верхнего альба мергелями сантона намечается периклинальное замыкание основного поднятия купола Бегала. Несколько севернее к дугообразному сбросу примыкает еще одно миниатюрное поднятие, в наиболее приподнятой части которого также обнажаются пески верхнего альба, окаймленные мергелями сантона.

Купол Каратау, находящийся на левобережье р. Уил, юго-восточнее поднятия Джундусай, ограничен с юго-запада и северо-запада сбросами. В наиболее приподнятой части его свода обнажаются глины неокома и апта. Последние срезаны упомянутыми сбросами и приведены по юго-западному дугообразно изогнутому сбросу в контакт с пясчым мелом маастрихта, а по северо-западному сбросу — с глинами и мергелями кампана. От более приподнятой части свода слои наклонены на юго-запад, к дугообразному сбросу, и на восток, где, следуя по падению, прослеживаются все более молодые отложения мела вплоть до глин и мергелей кампана, залегающих уже почти горизонтально.

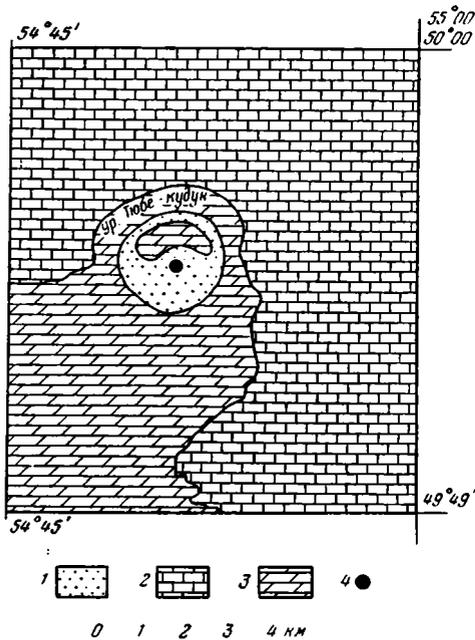
Остальные однокрылые купола восточной части Хобдинской зоны — Калиновка, Кос-батыр, Ботакоз, Тас-сай, Тасымай, Кук-куз, Кзыл-жар-сай, Алимбет, Кзыл-сай, Кукиртты-сай и Сага являются пологими моноклиналями, ограниченными либо одним дугообразно изогнутым сбросом, либо двумя сбросами, сходящимися под углом.

Характерно, что всем однокрылым куполам восточной части Хобдинской зоны не отвечают четко оконтуренные локальные минимумы силы тяжести. Сопоставляя геологическую и гравиметрическую карты, мы видим, что купола Самай, Кос-батыр, Каратау, Сага и Кукиртты-сай располагаются на гравитационной ступени и им лишь иногда отвечает слабый изгиб изоаномал. При этом купола Каратау и Сага находятся в южных частях обширных локальных максимумов силы тяжести. Также не находят отражения на гравиметрической карте купола Калиновка, Кук-куз, Кзыл-жар-сай, Алимбет, Кзыл-сай, располагающиеся на восточной периферии Хобдинской зоны. Купола же Ботакоз, Тас-сай, Байтас, Бегала, Тасымай, более удаленные от юго-восточной и западной окраин регионального гравитационного максимума, находятся на «языках» гравитационных минимумов.

На гравитационной ступени, в южной части обширного локального максимума силы тяжести, находится миниатюрный двухкрылый купол Орындыкты. Он настолько мал, что его по величине можно сравнить с открытыми куполами Саркрамабас, Кумыз-тюбе и куполом Замятина, расположенными на левобережье р. Эмбы, ниже устья р. Темир. В наиболее приподнятой части его северного крыла обнажа-

ются мергели сантона, а в наиболее приподнятой части южного — пески и глины нижней свиты альба. Крылья купола Орындыкты разделяет протягивающийся в северо-восточном направлении узкий грабен, выполненный глинами и мергелями кампана, а близ северного крыла — мелом маастрихта.

Такие же ничтожные размеры имеет купол Тюбе-кудук, располагающийся северо-восточнее купола Байтас, на северной периферии Хобдинской зоны. Его соляной массив представляет собой диапировый шток, диаметром не более 2,5—3 км, над которым в карстовом углублении про-



Фиг. 45. Геологическая карта купола Тюбе-кудук

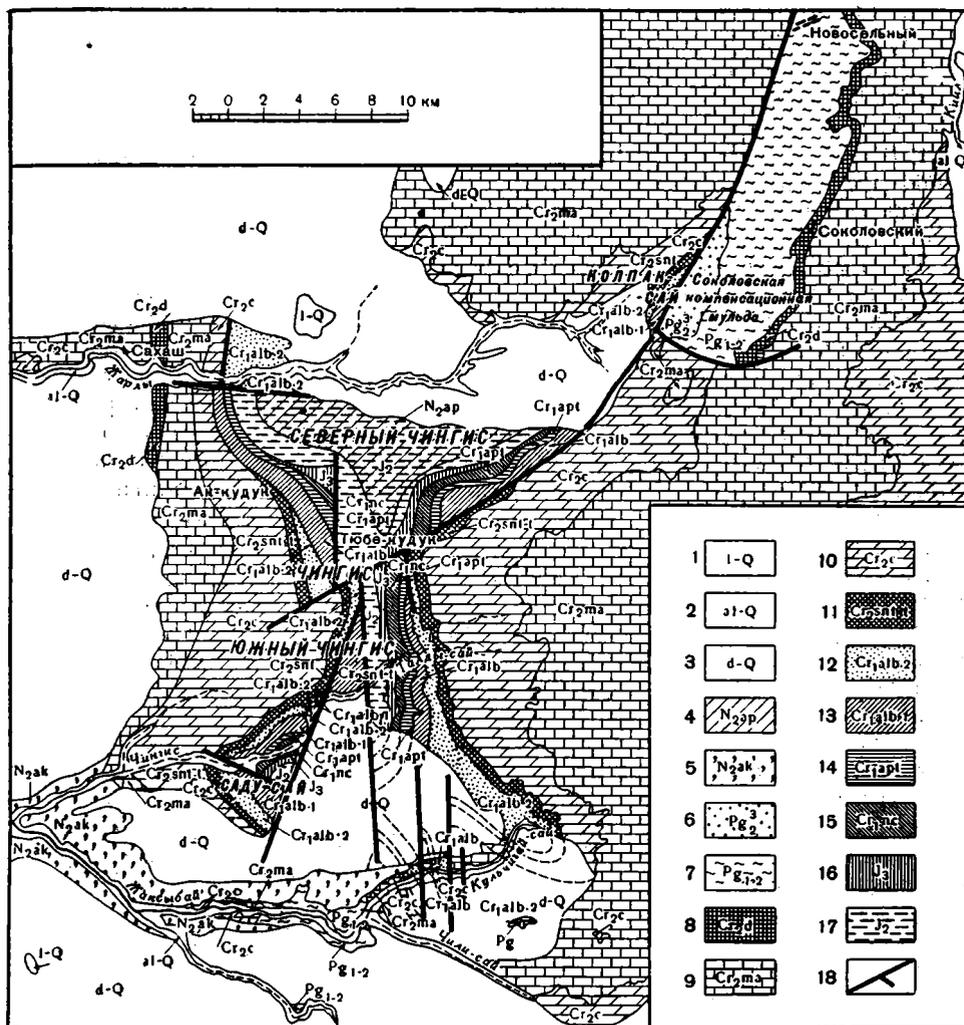
1 — пески верхнего эоцена; 2 — пясчий мел маастрихта; 3 — глины и мергели кампана; 4 — скважина, вскрывшая отложения кунгура

слеживаются пески верхнего эоцена (фиг. 45). Именно на этом куполе непосредственно под глинами и мергелями кампана впервые в Хобдинской зоне были вскрыты породы кунгура (см. главу II).

Заметно отличается от всех рассмотренных выше куполов по размерам и характеру тектоники обширный и сложно построенный купол Чингис, лежащий на междуречье Жаксыбая и Калдыгайты, берущих начало на западном склоне сыртов Байгутинско-Кильского водораздела. Однако и ему, как мы уже отметили выше, анализируя данные гравиразведки, отвечает гравитационный «язык», глубоко вдающийся в зону положительных аномалий силы тяжести. Купол Чингис изучен детальнее остальных соляных куполов восточной части Хобдинской зоны, причем большой возрастной диапазон слагающих его отложений позволил выяснить мощность и фации верхнего триаса, юры, мела и палеогена восточной части Хобдинской зоны.

По структурным особенностям купол Чингис может быть подразделен на три солянокупольные поднятия — Северный Чингис, Колпаксай и Южный Чингис (фиг. 46), которые хотя и взаимосвязаны, но отличаются местоположением, ориентировкой и временем формирования.

Северный Чингис — это брахиантиклинальное поднятие широтного простирания, разделенное широтным сбросом на северную и южную части. Северная, опущенная часть его располагается на правобережье левого притока р. Калдыгайты — р. Жарлы и слабо обнажена. Южная, приподнятая часть также почти повсеместно перекрыта делювиальными суглинками предсыртового уступа и только бурение, широко проводившееся в ее пределах, позволило выяснить детали ее строения. Оказалось, что в ее своде на значительной площади (приблизительно 16 × 5 км) распространены пески и глины средней юры, залегающие непосредственно на породах кунгура. Они перекрыты мощной толщей тяжелых кирпично-красных и буровато-серых глин и суглинков, вероятно, относящихся к апшерону. Подошва последних близ р. Жарлы прослеживается на глубине свыше 100 м, т. е. на абсолютных отметках, близких к нулевым. Сопоставление профилей скважин показывает, что



Фиг. 46. Геологическая карта купола Чингис

1 — лимнические отложения; 2 — аллювиальные отложения; 3 — делювиальные отложения; 4 — апшерон; 5 — сармат; 6 — верхний эоцен; 7 — палеоцен и эоцен нерасчлененные; 8 — датский ярус; 9 — маастрихт; 10 — кампан; 11 — сантон и турон нерасчлененные; 12 — верхняя свита альба; 13 — нижняя свита альба; 14 — апт; 15 — неоком; 16 — верхняя юра; 17 — средняя юра; 18 — линии дизъюнктивных нарушений

глины и суглинки апшерона выполняют пологую, постепенно погружающуюся к северу мульду над неглубоко залегающим (не глубже 200—250 м) сводом соляного массива, возникшую отчасти за счет карстовых процессов, отчасти за счет пластического перераспределения соли. Подобные мульды над сводами обширных соляных массивов образуются нередко. В восточной части Прикаспийской синеклизы такими структурами являются: Чандинский грабен, прослеживающийся севернее крутой излучины р. Кара-Хобды, Кумсай-Чиликтинская мульда, протягивающаяся между куполами Джаксымай и Шубар-кудук, мульда над сводом купола Ак-Шукур, а также выполненная отложениями палеогена и акчагыла мульда над сводом соляного массива купола Тамдыкуль, располагающегося на левобережье р. Уил, непосредственно к югу от гравитационной ступени Хобдинской зоны.

Мощность отложений, слагающих западное и восточное крылья южной части поднятия Северный Чингис, резко сокращена, причем породы верхней юры, неокома и верхнего альба, иногда, особенно в северной части его западного крыла, выклиниваясь, выпадают из разреза. На периферии западного крыла прослеживается выполненная пещим мелом маастрихта и мергелистыми глинами датского яруса небольшая, меридионально ориентированная компенсационная мульда. Не доходя до нее, сброс, разделяющий северную и южную части поднятия Северный Чингис, затухает в мергелях кампана.

На южном окончании поднятия Северный Чингис, подобно ножке огромной чаши (в плане), протягивается к югу полоса песков и глин средней юры, ограниченная с востока меридиональным сбросом. К западу от него отложения верхней юры и нижнего мела сохраняют все горизонты нормального стратиграфического разреза, мощность которых значительно увеличена по сравнению с более северными разрезами того же западного крыла поднятия Северный Чингис. Это свидетельствует об определенном отставании в процессе общего подъема соляного массива южного окончания поднятия Северный Чингис. Сравнительный анализ разреза надсолевых отложений поднятия Северный Чингис показывает, что оно является наиболее древней и приподнятой частью сложного соляного купола Чингис. Поднятие формировалось почти непрерывно в течение всего мезозоя, и только лишь в апте процесс его роста был несколько замедленным, поскольку глины апта в отличие от ниже- и вышележащих отложений сохраняются даже в сокращенных разрезах западного крыла данного поднятия.

Поднятие Северный Чингис отделено от Южного Чингиса разломом значительного протяжения. Этот разлом, который мы будем называть основным, уже ощущается на западном крыле структуры в отложениях кампана и сантона. Оттуда он протягивается сначала на северо-восток, но затем постепенно отклоняется к северу и огромной полудугой срезает восточное крыло поднятия Северный Чингис. С востока к нему, вероятно, подходит вышеупомянутый широтный сброс, разделяющий поднятие Северный Чингис на северную и южную части.

Несколько севернее и к западу от основного разлома обособляется небольшой полукупол Колпак-сай, в сводовой части которого обнажаются глины нижней свиты альба. Отложения нижнего и верхнего мела, слагающие поднятие Колпак-сай, полого наклонены на запад и северо-запад в направлении, которое противоположно наклону слоев на восточном крыле поднятия Северный Чингис. Южная часть поднятия перекрыта мощной толщей делювиальных суглинков, поэтому его взаимоотношения с поднятием Северный Чингис остались невыясненными.

Отложения, слагающие поднятие Колпак-сай, по основному разлому приведены на один уровень с морскими и континентальными отложениями палеогена, выполняющими наиболее опущенную часть Соколовской компенсационной мульды, сопряженной с куполом Чингис. Эта мульда в урочище Колпак-сай ограничена с юга дугообразно изогнутым сбросом. Вдоль основного разлома она протягивается на север более чем на 90 км, причем ее ширина по контуру отложений датского яруса, окаймляющих с востока ее наиболее опущенную часть, нигде не превышает 6 км. Скважина, заданная на мергелистых глинах датского яруса близ пос. Соколовский, при забое в 350 м не вышла из отложений кампана. Она показала, что уже на периферии Соколовской мульды мощность кампанского, маастрихтского и датского ярусов возрастает более чем вдвое по сравнению с мощностью тех же отложений на крыльях купола Чингис. Такие соотношения мощностей свидетельствуют о том, что Соколовская мульда — это активный компен-

сационный прогиб, возникший вследствие оттока соли к растущему соляному массиву Чингис.

Поднятие Южный Чингис, расположенное южнее основного разлома, является меридиональным, расширяющимся в южном направлении клинообразным грабеном, и разделено на восточное и западное крылья. Восточное крыло представляет меридионально вытянутый полукупол, расширяющийся к югу. Сводовая часть его сложена отложениями средней юры, обнажающимися по правобережным обрывам балки Талды-сай, в верховьях р. Чингис. Севернее они отделены от среднеюрского поля сводовой части Северного Чингиса линией основного разлома, а южнее прослеживаются постепенно сужающейся полосой, параллельной восточному разлому клинообразного грабена, и срезаются им в центральной части междуречья Чингиса и Жаксыбая. В обнажениях по балке Талды-сай видно, что породы верхней юры и нижнего мела, слагающие восточное крыло поднятия Южный Чингис, наклонены на восток-юго-восток (110°) под углом до 14° , но далее к востоку и выше по разрезу наклон слоев становится все более и более пологим. В северной части восточного крыла поднятия Южный Чингис, среди полосы отложений альба установлен сброс небольшой амплитуды, проходящий вдоль простиранья слоев и затухающий в песках верхней свиты альба.

В пределах южного периклинального окончания восточного крыла поднятия Южный Чингис его соляное ядро, вероятно, разделяется на три структурных носа. Наличие последних фиксируется на поверхности широкими и пологими складками, осложненными серией сбросов, параллельных восточному сбросу клинообразного грабена. По этим сбросам, по-видимому, приуроченным к крутым склонам соли, в их поднятых крыльях выведены на поверхность отложения альба, а в опущенных — обнажаются породы верхнего мела. Имеются сбросы меньшей амплитуды. Так, в наиболее прогнутой центральной синклинали складке, выполненной отложениями кампана и маастрихта, по правобережным обрывам балки Кульчигай, выше развалин фермы Орта-Кульчигай, прослеживается целая серия сбросов, амплитуда которых не превышает нескольких метров.

Западное крыло поднятия Южный Чингис с востока ограничено западным сбросом клинообразного грабена и разделено на северную и южную части сбросом северо-западного простиранья, проходящим по левобережью р. Чингис параллельно балке Саду-сай. В своде южной части этого крыла обнажаются отложения нижней свиты альба, которые в юго-западном направлении сменяются в нормальной стратиграфической последовательности все более и более молодыми отложениями. В пределах северной части крыла наиболее древними отложениями являются пески и глины средней юры. Выше лежащие мергели нижнего волжского яруса, обнажающиеся в средней части балки Саду-сай, разбиты кливажем — тектоническими трещинами, наклонными к напластованию, простирающимися на СВ 10° и падающими на ЮВ под углами до 80° . Прослеживающиеся в северной части западного крыла поднятия Южный Чингис отложения верхнего альба и сантона близ западного сброса клинообразного грабена осложнены небольшими по амплитуде сбросами и взбросами. Последние отчетливо видны по правобережным обрывам балки Талды-сай, причем плоскости взбрасывателей при почти меридиональном простираньи наклонены весьма круто, под углами до $75-80^\circ$.

Клинообразный грабен, разделяющий поднятие Южный Чингис на два крыла, постепенно расширяясь к югу, прослеживается до р. Жаксыбай. В северной части он выполнен мергелями сантона, причем

в обрывах по балке Талды-сай, близ могил Куакчалы-мола, видна плоскость сбрасывателя его западного сброса, простирающаяся на северо-восток $30-40^\circ$ и наклоненная на юго-восток под углом $65-70^\circ$, т. е. под более молодые породы. Характер восточного разлома точно не установлен.

Южнее балки Талды-сай коренные отложения, выполняющие клинообразный грабен, скрыты под мощным чехлом делювиальных суглинков и появляются из-под них только в обрывах р. Жаксыбай, где на простирании грабена обнажены глины палеогена. Разломы, ограничивающие клинообразный грабен, затухают близ р. Жаксыбай, в береговых обрывах которой, на их мысленном продолжении, обнаруживаются лишь соответствующие им флексуобразные перегибы.

Клинообразный грабен на широте р. Жаксыбай переходит в ограниченную с запада и востока флексуобразными перегибами мульду, выполненную морскими глинами палеогена. Последние у восточного флексуобразного перегиба интенсивно смяты в мелкие, наклоненные на запад складки с углами падения на крыльях до 55° . К западу интенсивность складчатости постепенно падает, углы падения на крыльях складок уменьшаются, причем синклинали становятся пологими, а антиклинали все же остаются крутыми. Еще западнее складки принимают эжективный вид; имеют острые и короткие антиклинальные и очень пологие синклинальные части. Наконец, близ флексуобразного перегиба, ограничивающего мульду с запада, ощущается лишь пологая волнистость слоев.

Наличие складок в упомянутой мульде, а также кливажа в мергелях нижнего волжского яруса и взбросов в отложениях верхнего альба и сантона, обнажающихся в северной части западного крыла поднятия Южный Чингис — все это свидетельствует о значительной интенсивности в пределах этого поднятия не только радиальных, но и тангенциальных напряжений, возникших при пластическом перераспределении соли. Заметим, что после работы Ю. А. Косыгина (1940₂, 1950) в литературе прочно утвердилось мнение о том, что все дизъюнктивные дислокации, осложняющие надсолевые отложения на соляных куполах, являются нормальными сбросами. По-видимому, это положение справедливо для большинства куполов Прикаспийской синеклизы. Однако в последние годы продолжают накапливаться факты, свидетельствующие о том, что на некоторых из них, помимо нормальных сбросов, имеются взбросы — дизъюнктивные нарушения с наклоном сбрасывателя в сторону поднятого крыла и даже крутые надвиги. Первые наличие подобных дизъюнктивных нарушений было установлено в 1946 г. В. А. Вахрамеевым на одном из крайних восточных соляных куполов левобережья р. Эмбы — куполе Тас-кара. Ядро этого купола, сложенное нижнемеловыми отложениями, надвинуто на запад, на отложения сенона, причем линия взброса видна благодаря соприкосновению зеленых, красных, серых и темно-серых пород нижнего мела с белыми породами сенона. В северных обрывах горы Утебай-тау видно, что плоскость взброса падает под углами до 85° на восток, и по ней мел и мергели сенона приведены в контакт с глинами апта. Можно предполагать, что плоскостью взброса ограничен с запада и купол Телеумбет, расположенный юго-восточнее купола Тас-кара и близкий к нему по очертаниям. Но соляные купола Тас-кара и Телеумбет расположены на периферии солянокупольной территории, ориентированы в субмеридиональном направлении и находятся в сфере возможного влияния тангенциальных напряжений от протягивающихся восточнее погружающихся складок Уральской системы.

Гораздо более интересными представляются данные о наличии взбросов на соляных куполах, расположенных западнее. Там, помимо Чингиса,

дизъюнктивные нарушения этого типа установлены нами в 1948 г. юго-восточнее Хобдинской зоны, на куполах Левите-Мунайлисай, Эбейты и Мурза-адыр, расположенных в бассейне р. Сагиз. На куполе Левите-Мунайлисай (который будет детально рассмотрен ниже) северо-восточное крыло поднятия Мунайлисай приподнято по отношению к его западному и восточному крыльям. Оно сложено породами от сеномана до неокома включительно, и с запада и северо-запада ограничено разломом, который постепенно меняет свое меридиональное простираение на северо-восточное и затухает в том же направлении. Плоскость его, судя по горным выработкам, падает на юго-восток 234° под углами до 70° под более древние породы, причем красноцветные глины неокома северо-восточного крыла поднятия Мунайлисай слегка надвинуты на зеленовато-серые глины и мергели кампана, залегающие в узком прогибе между северным и восточным крыльями этого поднятия.

К югу от купола Левите-Мунайлисай расположен купол Эбейты. Его северный блок является широтно ориентированным полукуполом. С юга по балке Жар-сай он ограничен взбросом, по плоскости которого глины нижней свиты альба надвинуты на пески и глины сеномана. Плоскость взброса обнажена и падает под углами от 43 до 55° под более древние породы.

Наконец, юго-восточнее, уже на левобережье р. Сагиз, располагается купол Мурза-адыр, наиболее приподнятым крылом которого является юго-западное, сложенное породами апта, альба и сеномана (последние выполняют пологую мульду, разделяющую купола Мурза-адыр и Терсаккан). С северо-запада и с востока это крыло ограничено разломами. Их амплитуда в наиболее приподнятой его части превышает 200 м. Плоскость восточного разлома, судя по горным выработкам, наклонена на ЗЮЗ 263° под углами до 70° , и по ней темно-серые глины нижней свиты альба юго-западного крыла купола Мурза-адыр надвинуты на глины и мергели кампана, выполняющие грабен этого купола.

Приведенные выше факты, с одной стороны, свидетельствуют о частных случаях участия тангенциальных напряжений в процессе формирования соляных куполов Прикаспийской синеклизы, а с другой — показывают, что следы этих напряжений фиксируются не только в Хобдинской зоне, но и за ее пределами.

Возвращаясь к прерванному нами рассмотрению соляных куполов восточной части Хобдинской зоны, отметим, что южная часть поднятия Южный Чингис перекрывает отложениями ачкагыла, которые срезают различные более древние породы, обнажаются в береговых обрывах балки Кульчигай, рек Жаксыбай и Чингис и постепенно увеличиваются в мощности к западу, вниз по течению этих рек.

К югу от гравитационного «языка», отвечающего соляному куполу Чингис, обособляется относительный локальный минимум силы тяжести Жекендысай. О геологическом строении его известно лишь немногое. Как мы указывали выше, сейсмические профили II—II (1947) и I—I (1951) пересекли его восточную часть и позволили установить, что здесь, в сечении, близком к меридиональному, на расстоянии не менее 17,5 км прослеживается плоский свод соляного массива, в пределах которого глубина залегания кровли соли не превышает 300 м. Несколько восточнее, в верховьях левых притоков балки Жекендысай, у подножья сыртовых возвышенностей обнажаются отложения альба, полого погружающиеся под породы сенона. Они образуют две полосы, разделенные расширяющимся к западу грабеном, выполненным глинами и мергелями кампана. При этом в пределах южной полосы слои наклонены на северо-восток, а в пределах северной — на юго-восток. Несомненно, что следуя к выявленной сейсморазведкой вершине соляного массива, мы должны

были бы встретить более древние, чем альбские, отложения на наметившихся северо-восточном и северо-западном крыльях купола Жекендысай. Однако к западу от упомянутых обнажений альба до балки Жекендысай и песков Жеты-коль на ее правом берегу вся остальная, большая по площади часть гравитационного минимума Жекендысай перекрыта плащом делювиальных суглинков предсыртового уступа и не обнажена. Поэтому остается неясным, отвечают ли полностью очертания гравитационного минимума солянокупольному поднятию.

На левобережье р. Уил, ниже устья р. Киил, еще Н. А. Храмовым (1940) было выявлено крупное спокойное поднятие Джундусай. Северная часть его скрыта под речным аллювием, а контуры южной — изометричны. Плоский, слабо обнаженный свод поднятия Джундусай, вероятно, не осложненный дизъюнктивными нарушениями, слагают отложения альба, окаймленные узкой лентой песков и глин сеномана и мергелей сантона. Этому поднятию отвечает гравитационный «язык», намечающийся раскрывающимися к югу изоаномалами.

К северо-востоку от Джундусая, на левобережье р. Уил между его притоками — реками Каинды и Киил, расположено поднятие Майлисай, почти целиком погребенное под четвертичными отложениями, широко распространенными в пределах этого междуречья. Впервые оно было выявлено Н. А. Храмовым, который ошибочно принимал четвертичные пески за перевеваемые пески альба и сеномана и по появлению первых высыпок мергельно-меловых пород сенона определял контуры поднятия Майлисай. Поэтому на составленной им геологической карте оно приобрело значительные размеры и изометричные очертания.

Наконец, севернее Майлисай, на междуречье Каинды и Батпакты — левого притока р. Киил, Н. А. Храмов выделил поднятие Тасымсай, плоский свод которого, сложенный песчано-глинистыми породами альба и сеномана, ограничен с запада меридиональным сбросом.

Н. А. Храмов отметил, что обширные альб-сеноманские поднятия Джундусай, Майлисай и Тасымсай заметно отличаются от обычных сложно дислоцированных соляных куполов. На имевшихся в то время геологических картах они отчетливо выделялись среди огромных, но не менее условно выделенных полей сенона, и их присутствие послужило одним из доводов в пользу гипотезы о «Хобдинском вале». Однако основанный на их наличии вывод об отсутствии соли в стратиграфическом разрезе Хобдинской зоны (Фотиади, 1940) был сделан преждевременно.

Детальная геологическая съемка масштаба 1 : 50 000, проведенная в 1957 г. с большим объемом бурения партией треста Актюбнефтеразведка на поднятии Майлисай, показала, что в действительности оно имеет меньшие размеры и является соляным куполом до 20 км протяженностью вдоль длинной его оси, ориентированной в восточно-северо-восточном направлении. Этот купол обладает плоским сводом и круто наклоненными крыльями. Очертаниям свода купола отвечают контуры относительного локального минимума силы тяжести. Свод купола сложен отложениями средней юры, а крылья — породами верхней юры и мела. Юго-восточное крыло купола более крутое. В отложениях верхней юры, неокома и апта углы наклона слоев достигают 10—12°, но в более погруженных его частях (в породах альба и сеномана) уменьшаются до 5°. На северо-западном крыле углы наклона слоев не превышают 6—8° и также несколько уменьшаются на его погружении. Северная периклиналь купола Майлисай срезана сбросом, к которому на западе примыкает сброс, образующий с первым клинообразный грабен, выполненный отложениями альба. К северу от первого сброса расположена опущенная северная периклиналь купола, несколько сме-

щенная к северо-западу от основного свода. В наиболее приподнятой части ее прослеживаются полого залегающие отложения неокома, а на периферии, в более молодых горизонтах мела углы наклона слоев не превышают 8—10°. К сбросу, срезающему северную периклинали купола Майлисай, примыкает компенсационная мульда, имеющая небольшие размеры и выполненная породами кампана. Южная часть северо-западного крыла купола обрезана поперечным сбросом, который далее к юго-западу переходит в продольный, ограничивающий свод купола. В сводовой части купола Майлисай мощность континентальных четвертичных отложений, а также глин и суглинков апшерона значительна. По-видимому, они накапливались в возникшей в конце плиоцена мульде оседания над сводом его соляного массива.

Сейсморазведка на куполе Майлисай не производилась, но, основываясь на анализе его тектоники, можно предположить, что он имеет неглубоко залегающий плоский соляной свод. Если это предположение справедливо, то купол Майлисай принадлежит к той же категории структур, к которой относятся купола Чингис, Жекендысай и, возможно, Джундусай.

Не менее характерными для восточной части Хобдинской зоны, чем ее небольшие однокрылые соляные купола и крупные купола с неглубоко залегающими плоскими соляными сводами, являются ее обширные межкупольные пространства. Они протягиваются на многие десятки километров и даже в первом приближении не могут быть отождествлены с развитыми на смежных с Хобдинской зоной площадях межкупольными депрессиями. Межкупольные пространства Хобдинской зоны отличаются плоским залеганием слоев и лишь изредка на участках, смежных с соляными куполами, в их пределах обособляются такие интенсивно прогнутые участки, как Соколовская компенсационная мульда, сопряженная с куполом Чингис.

Межкупольные пространства Хобдинской зоны выполнены отложениями сенона, причем в их наиболее прогнутых частях обычно прослеживается мел маастрихта, относительно устойчивый к воздействию агентов денудации. Именно поэтому в восточной части Хобдинской зоны мы сталкиваемся с определенной инверсией рельефа. Наиболее прогнутым частям основных межкупольных пространств здесь соответствуют водоразделы, в частности Байгутинско-Киильский водораздел, с которого берут свое начало истоки рек Жаксыбай и Калдыгайты, принадлежащих бассейну бессточной Байгутинской западины (49°50'—50°00' сев. широты и 52°00'—53°00' вост. долготы), а также правые притоки рек Киил и Уил (до устья р. Аще-Уил). На отдельных участках плоские водораздельные возвышенности обрываются крутыми уступами. Например, в южной части Байгутинско-Киильского водораздела обрывы меловых плато Теректы-тау и Акша-тау обнимают обширным, открытым к юго-востоку амфитеатром крутой изгиб долины р. Уил. Подходя к ним, р. Уил меняет обычное широтное направление своего течения на меридиональное, оставляя на своем правобережье ослепительно белые обрывы пясчег мела маастрихта высотой до 50—60 м. Их подножье, сложенное глинами и мергелями кампана, почти целиком перекрыто мощным делювиальным шлейфом, полого спускающимся в речную долину и незаметно сливающимся с нею.

Характерно, что в пределах обширных межкупольных пространств восточной части Хобдинской зоны, которым отвечают цепочки локальных максимумов силы тяжести, по данным гравиразведки, достаточно четко намечается положение наиболее прогнутых участков. Так, в пределах депрессионной полосы, протягивающейся по правобережью рек Киил и Уил до устья р. Аще-Уил и отвечающей Байгутинско-Киильско-

му водоразделу, наблюдается последовательная смена локальных гравитационных максимумов.

К югу от гравитационной ступени, определяющей юго-восточную границу Хобдинской зоны, характер соляной тектоники резко изменяется. Соляные купола становятся многочисленными, разнообразными по глубине эрозионного среза, морфологии и размерам и нередко почти сливаются друг с другом, отделяясь еле уловимыми перегибами (см. рис. 44). Наряду с куполом Тамдыкуль (обширной и сложной структурой с мульдой оседания над неглубоко залегающим сводом соляного массива) в пределах этой полосы интенсивного проявления соляной тектоники встречаются купола сложного строения, обладающие системой радиальных и продольных разломов, продольным грабеном или системой грабенов (Алты-карасу, Копа-Караганда, Левите-Мунайлисай, Шубар-жилан, Итассай, Май-кудук и др.), с системой радиальных разломов (Ит-кшук, Сарлык и др.) или не осложненные разломами (Бес-батыр, Кум-кудук и др.). Различаются имеющиеся здесь купола и по количеству крыльев. Наряду с однокрыльями куполами типа моноклиналей¹ (Кайракты, Кузды-кара и др.), иногда со смещенными сводами (Копа, Тал-кудук и др.), встречаются двухкрылые (Жиде-Караганда, Мукур и др.) и многокрылые купола (Кемер-куль, Ток-сай, Тюбе-кудук на Сагизе и др.). Обширных межкупольных пространных, свойственных восточной части Хобдинской зоны, здесь уже нет, а конфигурация межкупольных депрессий, как правило, всецело подчинена очертаниям и расположению соляных куполов. При этом соляным куполам или их группам почти всегда отвечают четко очерченные гравитационные минимумы, а межкупольным депрессиям — гравитационные максимумы.

При описании соляных куполов восточной части Хобдинской зоны мы подробно осветили строение наиболее сложного из них купола Чингис. Для сравнения рассмотрим еще строение одного из сложно построенных куполов полосы интенсивного проявления соляной тектоники — купола Левите-Мунайлисай.

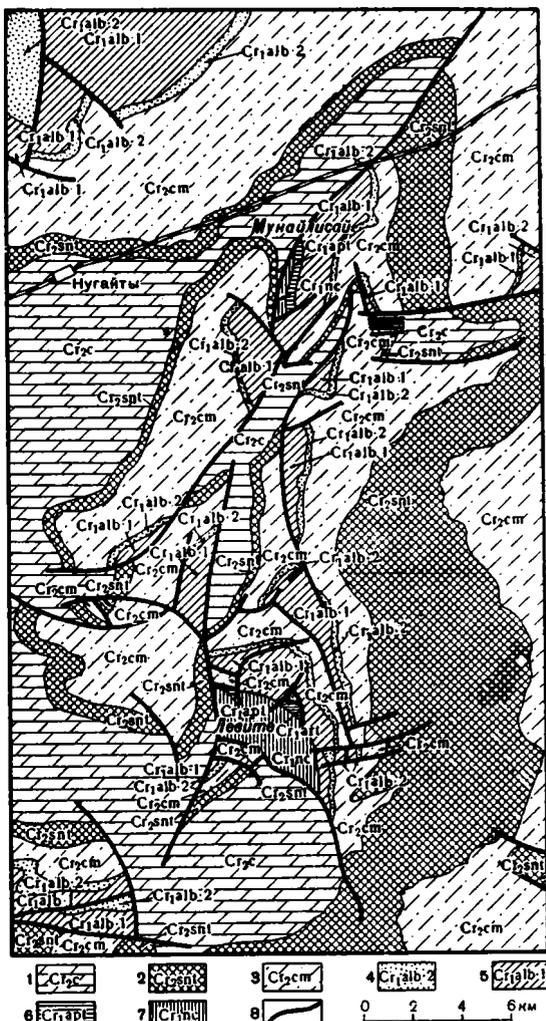
Некогда поднятия Левите и Мунайлисай рассматривались как самостоятельные соляные купола. Открыты они были не одновременно. Если поднятие Мунайлисай было выявлено еще в 1912 г. Н. Н. Тихоновичем (Тихонович и Замятин, 1912), то поднятие Левите было обнаружено Н. А. Храмовым только в 1938 г. К настоящему времени оба они детально изучены. На поднятии Левите детальную геологическую съемку провели в 1939 г. И. И. Азаров и в 1940 г. И. В. Щеголев, сейсморазведку по методу преломленных волн — в 1939 г. Б. В. Котляревский, в 1940 г. М. И. Баренбойм и Н. Н. Пузырев, профильную вариометрическую съемку — в 1940 г. С. Н. Аспангельдин, а материалы структурно-поискового бурения 1943—1947 гг. были обобщены в 1948 г. Л. Г. Космачевой. Поднятия Мунайлисай посетили в 1915 г. Ф. В. Шениц и в 1917 г. А. И. Косыгин, его детальную геологическую съемку провели в 1928 г. Л. П. Смирнов (Авров и др., 1935) и в 1940 г. Н. И. Марковский, а сейсморазведку по методу преломленных волн — в 1940 г. М. И. Баренбойм и Н. Н. Пузырев.

Учитывая данные сейсморазведки и личные наблюдения, можно утверждать, что купол Левите-Мунайлисай ориентирован меридионально, осложнен продольным грабеном и имеет два центра поднятия — в его южной части обособляется поднятие Левите, а в северной — Мунайлисай. Крылья купола разбиты системой радиальных и оконтуривающих сбросов, в результате чего его структура становится очень сложной (фиг. 47).

¹ См. примечание на стр. 159.

Наиболее приподнятая часть центрального блока поднятия Левите сложена глинами неокома, очень полого наклоненными к северо-востоку. По падению с угловым несогласием они перекрываются либо глинами нижней свиты альба, либо глинами апта. С запада центральный блок обрзан меридиональным сбросом, плоскость сбрасывателя которого наклонена на западо-северо-запад под углами до 70° . С юга он также обрзан сбросом, который имеет северо-западное направление и смыкается с меридиональным сбросом под прямым углом. Плоскость сбрасывателя этого сброса наклонена на юго-запад под углами $65-70^\circ$. Наконец, северо-восточная, относительно погруженная часть центрального блока поднятия Левите осложнена рядом радиальных и оконтуривающих сбросов. От меридионального сброса в северо-восточном направлении протягивается сброс небольшой амплитуды, отделяющий отложения сеномана центрального блока поднятия Левите от мергелей сантона южной части продольного грабена поднятия Мунайлисай. Одновременно этот сброс входит в систему оконтуривающих сбросов, отделяющих центральный блок поднятия Левите от его восточного крыла.

В начале пологого погружения наиболее приподнятой части центрального бока поднятия Левите, близ меридионального сброса, обособляется узкий широтно ориентированный грабен, выполненный отложениями сеномана. Последние по сбросу, ограничивающему грабен с юга, приведены на один уровень с глинами апта и неокома центрального блока, а по сбросу, ограничивающему грабен с севера, — с глинами нижней свиты альба погруженной части этого блока. С запада грабен обрзан меридиональным сбросом, а с востока — радиальным сбросом, который начинается в породах неокома и затухает в отложениях сеномана погруженной части центрального блока. Юго-восточнее прослеживается еще один радиальный сброс, также начинающийся в породах неокома, но затухающий уже в отложениях нижней свиты альба. От него в юго-восточном направлении отходят два оконтуривающих,



Фиг. 47. Геологическая карта купола Левите-Мунайлисай

1 — кампан; 2 — сантон; 3 — сеноман; 4 — верхняя свита альба; 5 — нижняя свита альба; 6 — апт; 7 — неоком; 8 — линии дизъюнктивных нарушений

постепенно сближающихся сброса, которые ограничивают узкий грабен, выполненный отложениями сеномана. В районе грабена породы раздроблены многочисленными мелкими сбросами (последние не могут быть показаны даже на детальных геологических картах).

Восточное крыло поднятия Левите от его центрального блока отделено упомянутой выше системой оконтуривающих сбросов. Наиболее приподнятую его часть слагают породы нижней свиты альба, которые по падению сменяются отложениями верхней свиты альба, сеномана и сантона. На севере это крыло постепенно переходит в восточное крыло поднятия Мунайлисай. На юге оно осложнено тремя параллельными радиальными сбросами, со средним из которых под прямым углом смыкается наибольший по протяженности сброс из системы оконтуривающих сбросов. Между средним и южным радиальными сбросами пологий наклон слоев к востоку осложнен двумя небольшими оконтуривающими сбросами. Наконец, между южным радиальным сбросом и сбросом, ограничивающим с юга центральный блок поднятия Левите, слои спокойно наклонены на восток.

Южное крыло поднятия Левите отделено от его центрального блока грабеном, выполненным полого погружающимися к югу отложениями сеномана и сантона. В плане он представляет резко расширяющийся к юго-востоку треугольник, ограниченный с севера и запада сбросами. В его наиболее приподнятой части обнажаются наклоненные на юго-восток под углами до $15\text{--}20^\circ$ породы нижней свиты альба, сменяющиеся по падению отложениями верхней свиты альба, сеномана и сантона. Меридиональный сброс, обрезающий центральный блок поднятия Левите с запада, ограничивает с запада и его южное крыло. В пределах последнего, в овраге, открывающемся справа в балку Эбейты, видна его плоскость сбрасывателя, наклоненная на запад под углом 56° .

Западное крыло поднятия Левите построено проще остальных крыльев. В наиболее приподнятой его части на значительной площади прослеживаются отложения сеномана, окаймленные с юго-запада полосой мергелей сантона. С севера это крыло обрезано дугообразно изогнутым сбросом, который под острым углом подходит к меридиональному сбросу центрального блока поднятия Левите. От этого блока западное крыло отделено флексурой. Ее наличие устанавливается сейсморазведкой и подтверждается наличием узкой полосы мергелей сантона, протягивающейся вдоль меридионального сброса. Эта полоса по затухающему в породах сеномана сбросу небольшой амплитуды смыкается с полосой мергелей сантона, окаймляющей с юго-запада западное крыло поднятия Левите. Дугообразно изогнутый сброс, ограничивающий это крыло с севера, отделяет его от зоны «дробления», расположенной между ним и западным крылом поднятия Мунайлисай.

По данным сейсморазведки, в районе поднятия Левите наиболее приподнятый участок свода соляного массива купола Левите-Мунайлисай приурочен к неокомскому полю центрального блока поднятия Левите, в пределах которого глубина до соли не превышает 700 м. До глубины 1000 м склоны соляного массива пологие, с углами наклона от 10° (на восточном склоне) до 30° (на южном склоне), но обычно не превышающими 20° .

Северная часть купола Левите-Мунайлисай — поднятие Мунайлисай вытянуто меридионально и разбито продольным грабеном и системой разломов на западное, восточное и северо-восточное крылья.

Западное крыло поднятия Мунайлисай с востока обрезано изогнутым сбросом, северная часть которого служит западным ограничением продольного грабена (его западным сбросом), а южная отделяет это крыло от зоны «дробления» расположенной между ним и западным

крылом поднятия Левите. В южной части западного крыла поднятия Мунайлисай плоскость сбрасывателя этого сброса наклонена на юго-восток под углами до 55° . Примыкающая к нему наиболее приподнятая часть западного крыла разделена пологим прогибом на северное и южное поля, сложенные породами нижней свиты альба. Северное альбское поле ограничено с севера сбросом северо-западного простирания, обрезанным и вышеупомянутый западный сброс продольного грабена. Отложения сеномана, выполняющие пологий прогиб в наиболее приподнятой части западного крыла и окаймляющие в его пределах альбские поля, полого наклонены на запад-северо-запад. По периферии западного крыла они перекрыты мергелями сантона, которые, в свою очередь, погружаются под глины и мергели кампана, выполняющие Нугайтинскую межкупольную депрессию. Характерно, что мергели сантона по сравнению с ниже- и вышележащими отложениями сеномана и кампана наклонены более круто. Поэтому не исключено, что западное крыло поднятия Мунайлисай ограничено с запада пологой флексурой, отвечающей скрытому на глубине сбросу.

Восточное крыло поднятия Мунайлисай с запада обрезано изогнутым сбросом, северная часть которого служит восточным ограничением продольного грабена (его восточным сбросом). На юге, где восточное крыло поднятия Мунайлисай переходит в восточное крыло поднятия Левите, этот сброс затухает в песках верхней свиты альба. В северной части восточного крыла плоскость сбрасывателя этого сброса наклонена на северо-запад под углами до 70° . Примыкающая к нему наиболее приподнятая часть восточного крыла разделена пологим прогибом на северное и южное поля, сложенные породами нижней свиты альба. Южное альбское поле ограничено с севера сбросом северо-восточного простирания, примыкающим к восточному сбросу продольного грабена. Отложения сеномана, выполняющие пологий прогиб в наиболее приподнятой части восточного крыла и окаймляющие его альбские поля, полого наклонены на восток и погружаются под еще более полого залегающие мергели сантона.

Восточное крыло поднятия Мунайлисай отделено от северо-восточного крыла того же поднятия широтно ориентированным грабеном, который в наиболее прогнутой части выполнен отложениями кампана. Северный сброс широтного грабена на западе примыкает к восточному сбросу продольного грабена, а на востоке протягивается к смежному куполу Токсанбай и ограничивает с юга его западное крыло. Южный сброс этого грабена не доходит до восточного сброса продольного грабена и затухает в породах сеномана. Между северным и южным сбросами широтного грабена и параллельно им проходят четыре ступенчатых сброса, несколько смещающих в западной части грабена границу между отложениями сантона и кампана.

Северо-восточное крыло поднятия Мунайлисай приподнято по отношению к остальным его крыльям. С запада и северо-запада оно ограничено разломом. Последний протягивается в меридиональном направлении, а затем отклоняется к северо-востоку и постепенно затухает в отложениях сеномана. В южной части северо-восточного крыла его плоскость, судя по горным выработкам, наклонена на ЮВ 234° под углами до 70° . По ней красноцветные глины неокома наиболее приподнятой части крыла надвинуты на зеленовато-серые глины кампана, которые выполняют узкий прогиб, отделяющий это крыло от западного крыла того же поднятия. На юге взброс срезан сбросом, ограничивающим с севера северное альбское поле западного крыла поднятия Мунайлисай. Несколько севернее к взбросу примыкает поперечный сброс, срезающий с юга глины неокома и апта наиболее приподнятой части

северо-восточного крыла поднятия Мунайлисай. Плоскость его сбрасывателя, судя по горным выработкам, наклонена на юго-восток под углами до 60° . К югу от этого сброса и приблизительно ему параллельно проходит еще один сброс, который в самой южной части северо-восточного крыла поднятия Мунайлисай приводит на один уровень отложения альба и сеномана и затухает в последних. К этому сбросу, в свою очередь, примыкает широтно ориентированный сброс, отделяющий самую южную часть северо-восточного крыла от продольного грабена и затухающий в отложениях кампана. Наконец, в восточной части северо-восточного крыла близ широтного грабена (разделяющего восточное и северо-восточное крылья поднятия Мунайлисай — см. выше) намечается быстро затухающий к северу и югу сброс небольшой амплитуды, осложняющий погружение слоев в сторону продольного грабена.

Отложения сеномана на периферии северо-восточного крыла поднятия Мунайлисай погружаются под мергели сантона, выполняющие осевую часть меридионально ориентированного пологого прогиба. Последний с севера и юга ограничен разломами (соответственно — взбросом, ограничивающим северо-восточное крыло поднятия Мунайлисай, и северным сбросом широтного грабена) и отделяет северо-восточное крыло поднятия Мунайлисай от западного крыла смежного купола Токсанбай.

К востоку от взброса, ограничивающего северо-восточное крыло поднятия Мунайлисай, простирается вытянутый в северо-восточном направлении и выполненный отложениями кампана узкий прогиб, открывающийся на юго-западе в Нугайтинскую межкупольную депрессию и отделяющий поднятие Мунайлисай от смежного обширного и пологого купола Кардасын. В этот прогиб открывается прогиб, разделяющий северо-восточное и западное крылья поднятия Мунайлисай. Продольный грабен купола Левите-Мунайлисай, разделяющий западное и восточное крылья поднятия Мунайлисай и входящий в пределы поднятия Левите, выполнен отложениями кампана и имеет сложные извилистые границы то дизъюнктивного, то нормального стратиграфического характера.

По данным сейсморазведки, от соляного массива поднятия Левите на глубине около 900 м в северном направлении протягивается соляной гребень, воздымающийся к поднятию Мунайлисай. В пределах последнего сводовая часть этого гребня осложнена небольшим прогибом, очертания которого совпадают с контурами продольного грабена купола Левите-Мунайлисай. Приподнятые участки гребня совпадают соответственно с наиболее приподнятыми частями западного, восточного и северо-восточного крыльев поднятия Мунайлисай (в пределах последнего из упомянутых крыльев кровля соли прослеживается на глубине 600 м). Соляной гребень асимметричен, так как до глубины 1100 м углы наклона его восточного склона не превышают 10° , а на западном склоне они достигают 25° .

Соляной купол Левите-Мунайлисай — это один из сложно построенных куполов полосы интенсивного проявления соляной тектоники, простирающейся к юго-востоку от гравитационной ступени Хобдинской зоны. Если в пределах этой полосы можно найти целый ряд подобных соляных куполов, то в пределах восточной части Хобдинской зоны аналогичных структур просто нет. От наиболее сложно построенного купола восточной части Хобдинской зоны — купола Чингис, купол Левите-Мунайлисай, имеющий значительно меньшие общие размеры, отличается резкой раздробленностью — наличием густой сети разломов, радиально расходящихся от соляного гребня и околонтуривающих его. В целом же строение этого купола, равно как и строение смежных с

ним куполов и межкупольных депрессий междуречья Уила и Сагиза, свидетельствует о большей пластичности гидрохимических осадков кунгура и, возможно, их большей мощности, чем в Хобдинской зоне.

Наметившаяся к юго-востоку от нее полоса интенсивного проявления соляной тектоники характеризуется пониженными значениями аномалий силы тяжести и протягивается параллельно гравитационной ступени Хобдинской зоны на запад-юго-запад от верховий рек Темир и Уил, через междуречья Уила и Сагиза, Сагиза и Эмбы к промышленному району Южной Эмбы. По мере того как с геологической карты Прикаспийской синеклизы стираются некогда многочисленные «белые пятна», она проступает все более и более отчетливо. Однако наличие ее намечалось и ранее. В общих чертах она отвечает осевой зоне восточной части Гурьевской впадины, которая была выделена Ю. А. Косыгиным (1950) на основании многочисленного развития соляных куполов применительно к палеозойской (докунгурской) структуре Прикаспийской синеклизы. Вкрест простираения этой полосы, к востоку-юго-востоку от нее, на левобережье р. Эмбы, соляные купола заметно редееют, размеры межкупольных депрессий соответственно увеличиваются и они постепенно сменяются обширными, спокойными межкупольными пространствами. Это плавное уменьшение интенсивности соляной тектоники по мере движения на восток-юго-восток, к зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума обусловлено плавным подъемом подсолевого ложа, постепенным уменьшением мощности гидрохимических осадков кунгура и последовательными изменениями их фациального состава — замещением соленосной фации кунгура сульфатно-терригенной, прибрежной его фацией.

Соответственно с этим относительно меньшая интенсивность соляной тектоники Хобдинской зоны может быть объяснена только качественными и количественными отличиями гидрохимических осадков кунгура: их меньшей мощностью и наличием в соли терригенных прослоев. Наиболее вероятно, что эти отличия определялись особенностями палеозойской структуры данного участка Прикаспийской синеклизы, а именно относительно приподнятым положением Хобдинской зоны в кунгуре. Можно предполагать, что структурные различия Хобдинской зоны и смежных с нею площадей сохранялись в период накопления красноцветов верхней перми и нижнего триаса. Начиная с верхнего триаса, как мы видели выше (см. главу II), никакие поднятия в Хобдинской зоне не оказывали влияния на ход осадконакопления.

Краткие выводы

а) Хобдинский региональный гравитационный максимум имеет в плане очертания равностороннего треугольника, обращенного вершиной на юг. Его основание проходит по 50° сев. широты, а угол при вершине достигает южной оконечности песков Тайсуган в дельтовом ветвлении р. Уил. Его западное окончание намечается между поселками Чапаево и Калмыково на р. Урал, где нулевая изоаномала замыкается близ пос. Мергеневский. Прямой связи его с расположенным в пределах междуречья Урала и Волги Аралсорским региональным гравитационным максимумом нет. Последний, по отношению к Хобдинскому, расположен кулисообразно и отделен от него широкой, меридионально ориентированной полосой в основном отрицательных аномалий силы тяжести, охватывающих междуречье Урала и Большого Узеня.

В полосе вдоль р. Урал, к северу от пос. Калмыково, амплитуды колебания значений силы тяжести местами достигают 70—80 мгл. Локаль-

ные минимумы здесь обширны по размерам и всегда характеризуются отрицательными значениями силы тяжести. Отделяя эти редкие и обширные локальные минимумы от огромного Челкарского минимума, на западном окончании Хобдинской зоны располагается крупный локальный максимум с высокими положительными значениями силы тяжести. К востоку и югу от него зона положительных аномалий силы тяжести значительно расширяется, но вплоть до меридиана 54° в ее пределах мозаично чередующиеся относительные локальные минимумы и максимумы имеют малые размеры по площади и небольшие амплитуды. К востоку от меридиана 54° гравитационное поле дифференцировано интенсивнее, причем относительные локальные минимумы в его пределах обычно имеют вид гравитационных «язычков». Они нередко связаны между собой интерминимальными зонами и чередуются с цепочками локальных максимумов. При этом наиболее высокие положительные отметки аномалий силы тяжести не только в Хобдинской зоне, но и во всей Прикаспийской синеклизе обнаружены в центральных частях локальных максимумов, расположенных на широте низовий р. Киил. Восточнее этой реки очерчивающая Хобдинскую зону изоаномала проходит через водораздел Уила и Большой Хобды. Таким образом, Хобдинский региональный гравитационный максимум расположен вне бассейна Большой Хобды, от которой он получил название.

По северной и юго-западной сторонам «треугольника» Хобдинской зоны — к северу от 50° сев. широты и к юго-западу от линии, проходящей от пос. Мергеневский к южной оконечности песков Тайсуган, переход от положительных значений силы тяжести к отрицательным совершается плавно. Напротив, с юго-востока Хобдинская зона ограничена резкой и почти прямолинейной гравитационной ступенью, протягивающейся более чем на 180 км в восточно-северо-восточном направлении (приблизительно ВСВ 70°) от южной оконечности песков Тайсуган, через г. Уил, к верховьям правого притока р. Уил — р. Бабатай. В средней части гравитационная ступень трижды пересекает р. Уил и ощущается наиболее отчетливо. К северу от нее даже локальные минимумы характеризуются исключительно положительными значениями силы тяжести, в то время как к югу от нее лишь на единичных локальных максимумах отмечаются положительные значения силы тяжести, а локальные минимумы всегда отрицательны. На юго-западном и северо-восточном окончаниях гравитационная ступень расчленяется на несколько узких полос и постепенно затухает.

Резкость и прямолинейность гравитационной ступени, ограничивающей на юго-востоке Хобдинский региональный гравитационный максимум, заставляет предполагать существование здесь на глубине крупного разлома, разделяющего участки с различным строением кристаллического фундамента и, вероятно, с различной геологической историей в течение большей части палеозоя.

б) Геологическая съемка и сейсморазведка доказали наличие в Хобдинской зоне соляных куполов, разделенных межкупольными пространствами. В наиболее прогнутых их частях до глубины 3,5—4,5 км прослеживаются до 26 отражающих площадок и горизонтов, залегающих почти всегда согласно и горизонтально. К соляным куполам они воздымаются сначала полого, а затем более круто, причем на крутых склонах соляных массивов куполов отражения прослеживаются только от верхних горизонтов, наклоненных под углами до 45° . Глубины залегания плоских сводов соляных массивов различны, но соль наиболее приближена к поверхности (до глубины 200—300 м) на самых обширных относительных локальных минимумах силы тяжести — Чингисе и Жекендысае. Ее наличие на минимумах Кульсай, Чингис и Жекендысай

подтверждено сейсморазведкой по методу преломленных волн, установившей неглубокое залегание среды со скоростью распространения упругих колебаний около 4 600 м/сек, характерной для каменной соли.

В сводах куполов устанавливается отражающий горизонт, отвечающий кровле соли. Ниже его, до глубины 3—4 км, на Жекендысае и Чингисе наблюдались хаотически расположенные отражающие площадки внутри соли. Их присутствие свидетельствует о существенном отличии гидрохимических осадков кунгура Хобдинской зоны от одновозрастных осадков, развитых на смежных площадях. Если там (на Соль-Илецком куполе, куполах Шубар-кудук и Левите-Мунайлисай, а также на куполах промыслового района Южной Эмбы) соленосный комплекс кунгура состоит из чистой соли, то на соляных куполах Хобдинской зоны внутри соли, очевидно, присутствуют многочисленные сульфатные или терригенные прослои, на наличие которых указывают упомянутые отражающие площадки. Более вероятно, что последние связаны с присутствием терригенных пород, так как упругие свойства ангидритов близки к упругим свойствам соли, и нет основания ожидать интенсивных отражений от границ их раздела.

Один из рекогносцировочных сейсмических профилей пересекает гравитационную ступень, ограничивающую с юго-востока Хобдинскую зону, но несмотря на значительную глубину освещения разреза (до 3 км), изменения в характере залегания отражающих горизонтов, отвечающие этой ступени, отмечены не были. Отсюда следует, что разлом, положение которого фиксируется гравитационной ступенью, проходит в более низких горизонтах, не достигнутых сейсморазведкой.

в) В «треугольник» положительных аномалий силы тяжести Хобдинской зоны вписывается слабая отрицательная магнитная аномалия (до —50—100 гамм), причем нулевая изодинама в ее юго-восточной части совпадает с гравитационной ступенью. Полосе наиболее высоких положительных аномалий силы тяжести, прослеживающейся на широте низовий р. Киил, соответствует полоса наиболее низких магнитных аномалий. Между тем магнитное поле на смежных с Хобдинской зоной площадях дифференцировано интенсивнее и характеризуется мозаичным распределением в основном слабо положительных магнитных аномалий.

Различия магнитных характеристик Хобдинской зоны и смежных с нею площадей, по-видимому, обусловлены различиями петрографического состава кристаллического фундамента. Они указывают на вероятную древность заложения как Хобдинской зоны в целом, так и ограничивающего ее с юго-востока разлома. Совпадение контуров региональной гравитационной и магнитной аномалий показывает, что гравитационная аномалия в той или иной мере связана со строением кристаллического фундамента, как связана с ним и магнитная аномалия.

г) Э. Э. Фотиади (1956) рассчитал вероятную глубину залегания магнитовозмущающих масс в Хобдинской зоне: по его данным, в ее центральной части, в районе пос. Кара-тюбе кристаллический фундамент залегает на глубине 7,5 км, в то время как вне Хобдинской зоны, в верховьях р. Киил глубина его залегания увеличивается до 9 км. Указанные цифры, наряду с данными сейсморазведки о мощности надсолевых отложений в межкупольных пространствах Хобдинской зоны (до 4,5 км), определяют нижний и верхний предел вероятной глубины залегания подсолевого ложа (кровли артинских отложений). Ориентировочно можно принять, что в пределах полосы наиболее высоких положительных аномалий силы тяжести (на широте низовий р. Киил) глубина залегания кровли артинских отложений не превышает 6—7 км.

Предпринятая нами ориентировочная количественная интерпретация Хобдинской гравитационной аномалии показала, что последняя может

быть вызвана только лишь суммой влияний аномальных масс кристаллического фундамента, рельефа его поверхности и, в какой-то мере, аномальных масс осадочного чехла. Ее обуславливает наложение друг на друга аномалий, созданных разными, но взаимосвязанными факторами. В основном региональные аномальные массы, по-видимому, сосредоточены в кристаллическом фундаменте Хобдинской зоны, но на величину ее аномалий помимо этого существенное влияние оказывает ее приподнятое положение в палеозое и обусловленные им фациальные изменения соответствующей части осадочного чехла.

д) Отмеченные сейсморазведкой существенные отличия осадков кунгура Хобдинской зоны подтверждаются особенностями соляной тектоники в ее пределах. Сравнительный тектонический анализ показал, что в Хобдинской зоне соляные купола более редки, построены проще, слабее нарушены сбросами и разделены обширными, полого прогнутыми межкупольными пространствами. Типичными для восточной, обнаженной части Хобдинской зоны являются небольшие и, как правило, однокрылые соляные купола: Самай, Кос-батыр, Каратау, Ботакоз, Байтас, Тас-сай, Бегала, Тасымай, Калиновка, Кук-куз, Кзыл-жар-сай, Алимбет, Кзыл-сай, Кукиртты-сай и Сага. Наиболее приподнятые участки сводов большинства из этих куполов сложены породами альба или сеномана, и только лишь на куполах Самай и Каратау обнажаются глины неокома, а на куполе Байтас — глины средней юры. Помимо перечисленных, здесь выделяются обычно более крупные купола с неглубоко залегающими плоскими соляными сводами: Чингис, Жекендысай, Джундусай и Майлисай, а также единственный двухкрылый миниатюрный соляной купол Орындыкты. Межкупольные пространства Хобдинской зоны протягиваются на многие десятки километров и даже в первом приближении не могут быть отождествлены с развитыми на смежных с Хобдинской зоной площадях межкупольными депрессиями. Они выполнены мергельно-меловыми породами сенона и отличаются пологим залеганием слоев. Лишь изредка в пределах участков, смежных с соляными куполами, обособляются такие интенсивно прогнутые участки, как Соколовская компенсационная мульда, сопряженная с куполом Чингис.

Характерно, что соляным куполам восточной части Хобдинской зоны не отвечают четко оконтуренные локальные минимумы силы тяжести. Соляным куполам, располагающимся на гравитационной ступени, а также на восточной периферии Хобдинской зоны, в полосе перехода от свойственных ей положительных значений аномалий силы тяжести к отрицательным лишь иногда отвечает слабый изгиб изоаномал. Некоторые из них (Орындыкты, Каратау и Сага) попадают на периферию обширных локальных максимумов силы тяжести. Соляным куполам, удаленным от окраин регионального гравитационного максимума, отвечают «языки» гравитационных минимумов. В межкупольных пространствах восточной части Хобдинской зоны, которым соответствуют цепочки локальных максимумов силы тяжести, по данным гравиразведки, четко намечается положение наиболее прогнутых участков.

К юго-востоку от гравитационной ступени Хобдинской зоны, в полосе отрицательных аномалий силы тяжести, характер соляной тектоники резко изменяется (см. фиг. 44, 79). Соляные купола становятся многочисленными, разнообразными по глубине эрозионного среза, морфологии и размерам. Они нередко почти сливаются друг с другом, отделяясь еле уловимыми перегибами или межкупольными депрессиями, конфигурация которых всецело подчинена очертаниям и расположению солянокупольных поднятий. При этом соляным куполам или их группам почти всегда отвечают четко очерченные локальные минимумы, а межкупольным депрессиям — максимумы силы тяжести.

Эта полоса интенсивного проявления соляной тектоники протягивается параллельно гравитационной ступени Хобдинской зоны на запад-юго-запад, от верховий рек Темир и Уил, через междуречья Уила и Сагиза, Сагиза и Эмбы к промысловому району Южной Эмбы (в общих чертах она соответствует восточной части Гурьевской впадины, выделенной Ю. А. Косыгиным в 1950 г.). Вкрест ее простираясь, к востоку-юго-востоку интенсивность соляной тектоники по мере приближения к Южно-Эмбенскому региональному гравитационному максимуму все более и более ослабевает. Это, как мы увидим ниже, обусловлено плавным подъемом подсолевого ложа, постепенным сокращением мощности осадков кунгура и последовательными фаціальными изменениями их литологического состава.

В соответствии с этим, относительно меньшая интенсивность соляной тектоники Хобдинской зоны может быть объяснена только количественными и качественными отличиями гидрохимических осадков кунгура: их меньшей мощностью и частичным замещением соленосной фации фацией сульфатно-терригенной. Наиболее вероятно, что эти отличия обусловлены палеозойской структурой данного участка Прикаспийской синеклизы, а именно относительно приподнятым положением Хобдинской зоны в кунгуре. Можно предполагать, что структурные различия Хобдинской зоны и смежных с нею площадей сохранялись в период накопления красноцветов верхней перми и нижнего триаса.

АРАЛСОРСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ ГРАВИТАЦИОННЫЙ МАКСИМУМ

Аралсорский региональный гравитационный максимум прослеживается к западу от Хобдинской зоны на междуречье Урала и Волги. Простирающаяся в его пределах степь покрыта сетью неглубоко врезанных ложбин и соединенных протоками соров, принадлежащих бассейну Камыш-Самарских разливов. С северо-запада на юго-восток ее последовательно пересекают извилистые реки Большой Узень, Малый Узень и Аще-Узек (Горькая) в их нижнем течении. Наиболее западная из них — р. Аще-Узек в низовьях теряется среди соров, имеющих сложные очертания и связанных протоками с сором Арал-сор. От последнего протягивается полоса соров, вытянутых в широтном направлении и достигающих на востоке Камыш-Самарских разливов. К югу от этой полосы, до северного побережья Каспийского моря, тянутся массивы песков Северного Прикаспия.

Аралсорский региональный гравитационный максимум был установлен В. В. Федынским и околтурен Э. Э. Фотиади (1940) на схеме распределения аномалий силы тяжести в пределах Волго-Эмбенской нефтегазоносной области. Основанием для его выделения послужили данные маятниковой съемки с густотой сети в один пункт на 1000 км². В последние годы они были качественно подтверждены гравиметрической съемкой, которая почти полностью охватила зону Аралсорского гравитационного максимума (исключая массивы песков Северного Прикаспия). Сведения о характере залегания надсолевых отложений в ее пределах были получены при проведении рекогносцировочных и детальных сейсмических работ по методу отраженных волн. Немногочисленные скважины, пробуренные Юго-Восточной партией структурно-картировочного бурения ВНИГНИ, позволили составить представление о порядке мощностей верхнеплиоценовых и четвертичных отложений в зоне Аралсорского гравитационного максимума. Наконец, аэромагнитная съемка, выполненная Научно-исследовательским институтом геофизики в 1955 г., дала некоторый материал для суждения о строении кристаллического фундамента в пределах междуречья Урала и Волги.

Краткий обзор представлений о тектонической природе Аралсорского регионального гравитационного максимума

Внутренние региональные гравитационные максимумы Прикаспийской синеклизы — Хобдинский и Аралсорский обычно рассматривались совместно, причем Аралсорский максимум почти всеми исследователями расценивался как непосредственное западное продолжение Хобдинской зоны.

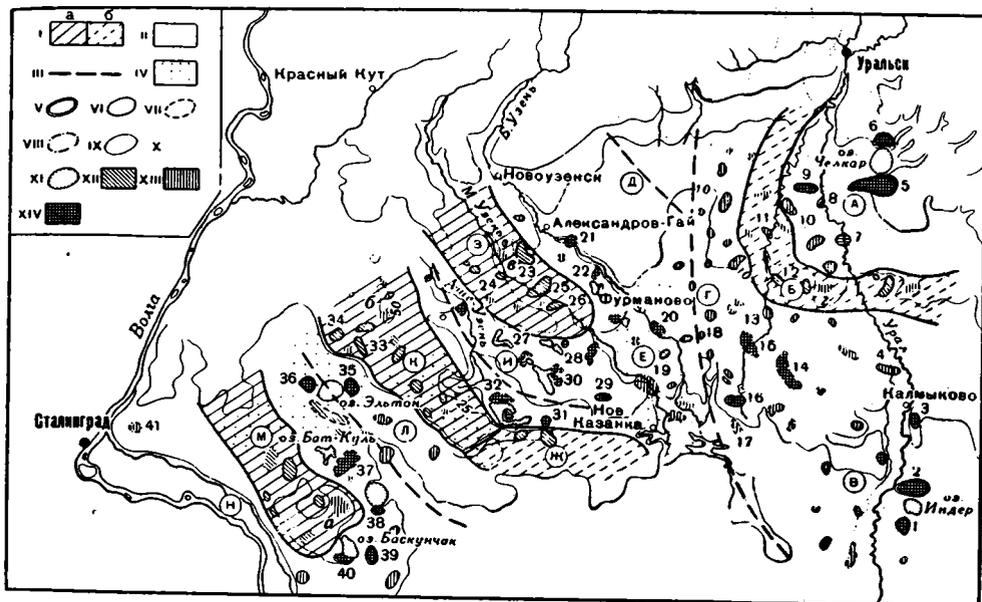
Поэтому на него распространялись все гипотезы, выдвинутые для объяснения причины Хобдинской аномалии. Однако Я. С. Эвентов (1951) указывал на отсутствие существенных различий в химическом составе соли и минералогическом составе красноцветов перми на куполах, расположенных к северу и югу от Аралсорской зоны. По его же данным (Эвентов, 1957), в пределах междуречья Урала и Волги не наблюдается заметных изменений фациального облика отложений перми и мезозоя, которые позволили бы предположить наличие в период их накопления широтного барьера, расположенного на западном продолжении гипотетического Хобдинского вала.

Предположения о наличии в Аралсорской зоне погребенного поднятия, подвергавшегося размытию в самое недавнее время, подкреплялись ссылками на сделанные А. Н. Семихатовым и Н. М. Страховым (Семихатов, 1929), Ю. А. Косыгиным (1951) и Ю. М. Васильевым (1951, 1953) находки обломков и галек известняков верхнего девона и нижнего карбона, а также изверженных и метаморфических пород в хазарских гравийных песках окрестностей оз. Баскунчак. Но в отношении вероятного источника сноса этих обломков и галек не было общепринятого мнения. А. Н. Семихатов считал, что они перенесены издалека плавающими льдами. Ю. А. Косыгин и Ю. М. Васильев предполагали, что они были снесены в четвертичное время с размытого до палеозоя поднятия, располагавшегося севернее оз. Баскунчак, в зоне Аралсорского гравитационного максимума. Наконец, Н. С. Шатский (1946) допускал, что они могли образоваться на месте, за счет разрушения пород девона и карбона, поднятых с глубины при движении соляных масс, которые, следовательно, могут иметь девонский возраст.

Ниже мы увидим, что в центральной части междуречья Урала и Волги — в зоне Аралсорского гравитационного максимума, по данным бурения и сейсморазведки подошва акчагыла прослеживается на глубине порядка 500—600 м, а мощность надсолевых отложений составляет не менее 3,5 км. Это исключает возможность существования в четвертичное время неглубоко погребенного Аралсорского палеозойского поднятия.

В этой связи заслуживает внимания версия А. Н. Семихатова, так как в настоящее время во многих районах Нижнего Поволжья найдено большое количество обломков и галек древних пород в подошве хазарских отложений (Эвентов, 1957).

В последние годы появился ряд статей, посвященных выяснению новейшей тектоники междуречья Урала и Волги. Следуя первоначальным наметкам И. П. Герасимова (1951), Ю. А. Мещеряков (Мещеряков 1952; Мещеряков и Брицына, 1954) выделил здесь систему крупных пологих поднятий и прогибов юго-восточного простирания. От Волги до р. Большой Узень он наметил следующие поднятия и прогибы: Ахтубинский прогиб, Шунгайское поднятие, Хаки-Эльтонский прогиб, Джаныбекско-Урдинское поднятие, Ашеузекскую впадину (район соров) и Малоузенское поднятие, которые, сменяя друг друга, протягиваются вдоль речных долин и водоразделов, пересекая зону Аралсорского гравитационного максимума (фиг. 48). При тектоническом районировании Ю. А. Мещеря-

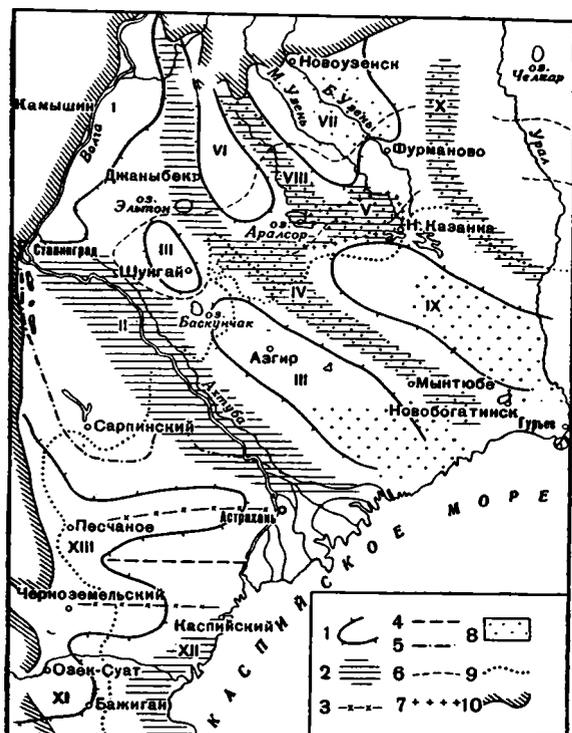


Фиг. 48. Схема новейшей тектоники Северного Прикаспия (составили Ю. А. Мещеряков и М. П. Брицына при участии Г. А. Масляева под редакцией И. П. Герасимова)

I — зоны новейшего поднятия: а — выраженные в рельефе, б — невыраженные или слабо выраженные в рельефе; II — зоны опускания; III — направления «осей» новейших (линейно-ориентированных) прогибов; IV — районы, в новейшее время испытывавшие изменение знака движения; А — Челкарский прогиб; Б — Кушумско-Сугурское поднятие; В — Индерско-Санкебайская опущенная зона; Г — Центральный прогиб; Д — Чижинский прогиб; Е — Фурмановско-Джангалинская зона недавнего опускания; Ж — Центральное поднятие; З — Малоузенское поднятие; И — Ашеузекская впадина (район соров); К — Джаныбекско-Урдинское поднятие; Л — Хаки-Эльтонский прогиб; М — Шунгайское поднятие; Н — Ахтубинский прогиб; V — солянокупольные поднятия богдинского типа; VI — то же, ашекудукского типа; VII — то же, сайхинского и фурмановского типов; VIII — то же, санкебайского и аралсорского типов; IX — то же, джаныбекского типа и невыраженные в рельефе; X — антиклинальные структуры, соответствующие максимумам силы тяжести; XI — выраженные в рельефе компенсационные мулды; XII — локальные антиклинальные структуры, неактивные или слабо активные; XIII — то же, активные; XIV — то же, наиболее активные. Соляные купола: 1 — Джаман-Индер, 2 — Индерские горы, 3 — Калмыково, 4 — Круглый, 5 — Сантс, 6 — Сасай, 7 — Горячинский, 8 — Кожехаровский, 9 — Барановский, 10 — Кузь-гора, 11 — Юлаев, 12 — Константинов, 13 — Урузбай-тюбе, 14 — Санкебай, 15 — Бугут, 16 — Аше-кудук, 17 — Аукитайчагыл, 18 — Ак-кус, 19 — Кара-оба, 20 — Фурманово, 21 — Березино, 22 — Таловка, 23 — Ветелки, 24 — Метсай, 25 — Фомин Южный, 26 — Бустандык, 27 — Арал-тюбе-сор, 28 — Буржан-куль, 29 — Вистау-сор, 30 — Шайтан-сор, 31 — Батпак-сор, 32 — Арал-сор, 33 — Эмбекши, 34 — Джаныбек, 35 — Улаган, 36 — Пресный Лиман, 37 — Сайхин, 38 — Малое Богдо, 39 — Куба-гау, 40 — Большое Богдо, 41 — Ахтубинский. Поднятия, соответствующие максимумам силы тяжести: а — Шунгайское, б — Джаныбекское, в — Варфоломеевское, г — Сугурское

ков основывался на выделении территорий с определенным выражением в рельефе соляных куполов, которые он подразделял на купола богдинского, ашекудукского, сайхинского, фурмановского, санкебайского, аралсорского и джаныбекского типов, а также на купола, не выраженные в рельефе. Однако на предложенной Ю. А. Мещеряковым и М. П. Брицыной схеме новейшей тектоники Северного Прикаспия приуроченность этих типов куполов к определенным зонам поднятий и прогибов не нашла должного отражения, что заставляет усомниться в объективности принятых ими построений. Заметим, что в контуре зоны Аралсорского гравитационного максимума, судя по этой схеме, присутствуют соляные купола всех типов, выделенных Ю. А. Мещеряковым. Отмеченные же в ее пределах колебания мощности четвертичных отложений зависят от скорости роста конкретных локальных структур — соляных куполов (Васильев, 1955).

Последней по времени схемой новейшей тектоники междуречья Урала и Волги является схема, предложенная М. В. Проницовой (1957).



Фиг. 49. Схема основных элементов новейшей тектоники Северного Прикаспия (по М. В. Проницовой, 1957)

1 — контуры новейших поднятий; 1 — Приволжское поднятие, III — Приахтубинское поднятие, VI — Джаныбекское поднятие, VII — Узенское поднятие, IX — Центральное поднятие, XI — Озексуатско-Бажиганская приподнятая зона, XIII — Черноземельское поднятие; 2 — наиболее опущенные участки новейших прогибов; II — Волго-Ахтубинский прогиб, IV — Волго-Каспийская ложбина, V — Аралсорская ложбина, VIII — Аше-Узекский прогиб, X — Центральный прогиб, XII — Кумский прогиб; 3 — линейные зоны новейших поднятий в пределах Черноземельского поднятия; 4 — прогиб, разделяющий линейные зоны Черноземельского поднятия; 5 — граница распространения солянокупольной тектоники по геоморфологическим данным; 6 — контур регионального максимума силы тяжести; 7 — контур аэромагнитного минимума ΔT_a ; 8 — унаследованные элементы новейшей тектоники; согласующиеся по знаку и местоположению с геомагнитными аномалиями; 9 — граница позднеэвразийской трансгрессии; 10 — граница Прикаспийской низменности

В пределах интересующей нас территории — от Волги до р. Большой Узень, она выделяет те же пологие поднятия и прогибы, что и Ю. А. Мещеряков, но присваивает им новые названия: Волго-Ахтубинский прогиб, Приахтубинское поднятие, Волго-Каспийская ложбина, Джаныбекское поднятие, Аше-Узекский прогиб и Узенское поднятие. Аралсорскому гравитационному максимуму, по ее данным, в общих чертах отвечает одноименная с ним ложбина (фиг. 49).

К сожалению, Ю. А. Мещеряков и М. В. Проницва не объясняли причин закономерностей северо-восточной ориентировки новейших поднятий и прогибов и даже не пытались решить, в какой мере они наследуют дочетвертичный, а тем более и доверхнеплиоценовый план тектоники междуречья Урала и Волги. Попытка же М. В. Проницовой доказать унаследованность новейших структур частичным совпадением их контуров и знаков с магнитными аномалиями наивна. Несмотря на это, данные Ю. А. Мещерякова и М. В. Проницовой четко показывают, что зона

Аралсорского гравитационного максимума не может рассматриваться как единая зона поднятий в новейшее время.

В отличие от Хобдинской зоны, восточная часть которой обнажена и доступна для непосредственного изучения, в пределах Аралсорского регионального гравитационного максимума на поверхности развиты лишь осадки древнего Каспия. Поэтому для выяснения его тектонической природы особое значение приобретает анализ геофизических данных и анализ разрезов скважин, к сожалению, немногочисленных и неглубоких.

Данные гравиразведки

Напомним, что между Хобдинским и Аралсорским гравитационными максимумами нет прямой связи, так как они расположены кулисообразно и разделены широкой полосой в основном отрицательных ано-

малый силы тяжести, охватывающей междуречье Урала и Большого Узеня.

Сравнивая Хобдинскую зону с Аралсорским гравитационным максимумом, можно видеть, что гравитационное поле последнего, так же как и гравитационное поле Хобдинской зоны, сильно дифференцировано. В его пределах наблюдается обычное для Прикаспийской синеклизы мозаичное чередование относительных локальных минимумов и максимумов силы тяжести, которые по своим размерам в плане и величине аномалий не отличаются от локальных минимумов и максимумов, выявленных в смежных зонах отрицательных значений аномалий силы тяжести. В этих зонах соответствие локальных минимумов соляным куполам, а локальных максимумов — межкупольным депрессиям несомненно. Следовательно, и в зоне Аралсорского регионального гравитационного максимума развита соляная тектоника, обусловленная наличием в разрезе гидромимических осадков кунгура.

Зона Аралсорского регионального гравитационного максимума очерчивается нулевой изоаномалой, которая плавно изгибается, окаймляя локальные минимумы с еще отрицательными значениями аномалий силы тяжести. Зона регионального максимума протягивается полосой до 50—60 км шириной, ориентированной в восточно-северо-восточном направлении (приблизительно ВСВ 70°). В средней части этой полосы прослеживается цепочка относительных локальных максимумов, ориентированных согласно с общим простираем регионального гравитационного максимума. В пределах одного из этих локальных максимумов выявлено наиболее высокое из известных в Аралсорской зоне положительное значение аномалий силы тяжести. Отметим, что в пределах зоны регионального максимума, по ее периферии, на общем положительном фоне гравитационного максимума обособляются локальные минимумы с отрицательными значениями силы тяжести в центрах: Тай-гора, Нариман, Мишеркуль, Кусман, Бустандык, Жанык-сор и Арал-сор.

Общее восток-северо-восточное простираем Аралсорского регионального максимума подчеркивается положением его юго-западного окончания — Шунгайского максимума. Очерчивая зону положительных значений аномалий силы тяжести и огибая при этом локальные минимумы, нулевая изоаномала от станции Эльтон прослеживается к пос. Житкур и выходит к Волге в районе пос. Капустин Яр. Далее она поворачивает на юго-юго-восток, пересекает линию железной дороги Астрахань — Саратов севернее оз. Баскунчак и, дугообразно изгибаясь, вновь пересекает ее у станции Шунгай, а затем выходит к станции Житкур. Опясаный нулевой изоаномалой Шунгайский максимум имеет небольшие размеры, изометричные очертания и, несомненно, является частью Аралсорского регионального гравитационного максимума. От последнего, между оз. Эльтон и станцией Сайхин, он отделен узким перешейком, в пределах которого наблюдаются пониженные положительные значения силы тяжести. Гравитационное поле Шунгайского максимума сохраняет почти все черты, присущие гравитационному полю Аралсорского максимума, и отличается от него лишь заметным преобладанием отрицательных значений аномалий силы тяжести на локальных минимумах.

В зоне Аралсорского регионального максимума, несмотря на сильную дифференцированность гравитационного поля, обусловленную соляной тектоникой, удается заметить определенную зональность в распределении аномалий силы тяжести. К юго-западу и северо-востоку от цепочки относительных локальных максимумов силы тяжести, прослеживающейся в средней (осевой) части регионального гравитационного максимума, происходит постепенное уменьшение положительных значений силы тя-

жести, которые плавно, без гравитационных ступеней сменяются отрицательными. Менее заметно происходит снижение аномалий силы тяжести вдоль оси регионального максимума — на северо-восток к пос. Фурманово и на юго-запад к пос. Капустин Яр.

Характерно, что простираение Аралсорского регионального гравитационного максимума совпадает с простираением разлома, ограничивающего с юго-востока Хобдинскую зону. Естественно предположить, что в основе Аралсорской зоны также лежит разлом кристаллического фундамента, хотя он и не отражается на характере гравитационного поля, как не отражается на нем в виде гравитационной ступени разлом, проходящий вдоль оси Южно-Эмбенского регионального максимума (см. ниже).

Данные магнитометрии

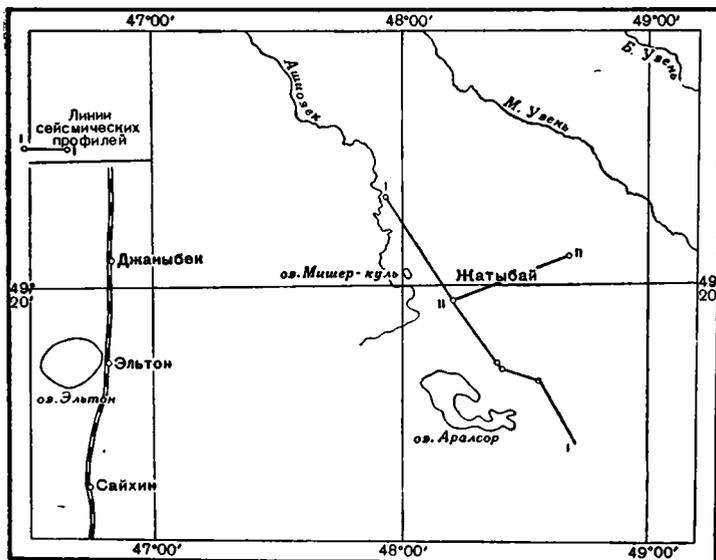
Аэромагнитная съемка, выполненная Научно-исследовательским институтом геофизики в 1955 г., охватила западную часть Прикаспийской синеклизы редкой сетью профилей. Несмотря на неполноту данных, следует отметить, что магнитное поле междуречья Урала и Волги слабо дифференцировано и состоит из слабо выраженных максимумов и минимумов ΔT_a (обычно не превышающих ± 100 гамм), огромных по размерам и расплывчатых по очертаниям. Это свидетельствует о том, что возмущающие магнитные массы, вероятно, залегают здесь на значительной глубине.

Аралсорский гравитационный максимум почти полностью расположен в обширной зоне слабых отрицательных магнитных аномалий. В то же время на смежных с ним площадях, на широте Камышина, от оз. Эльтон до Волги, а также близ ее дельты в западной части песков Северного Прикаспия четко обособляются магнитные максимумы интенсивностью до $+200$ гамм. В зоне слабых отрицательных магнитных аномалий, от Камыш-Самарских разливов до сора Арал-сор, параллельно оси Аралсорского регионального гравитационного максимума проходит ось слабого (до -100 гамм) магнитного минимума, имеющего овальные очертания. По отношению к гравитационному максимуму магнитный минимум несколько смещен к югу, но совпадение простираций их осей, видимо, не случайно и свидетельствует об определенном совпадении причин, вызывающих эти аномалии.

Данные сейсморазведки

В 1950 г. вкрест простираения Аралсорского регионального максимума был проложен рекогносцировочный профиль I—I длиной 98,7 км (фиг. 50, 51). Уже на первых километрах этого профиля, между пикетами 41,25—206,25 отражающие горизонты надсолевого комплекса четко обрисовали пологую мульду, отвечающую локальному максимуму силы тяжести, разделяющему локальные минимумы Бугут и Мишер-куль. В центральной части мульды до глубины 3000 м было зафиксировано большое количество отражающих горизонтов. Последние по мере удаления от центра мульды заметно воздымались на северо-запад и юго-восток — соответственно к минимумам Бугут и Мишер-куль.

Юго-восточнее, между пикетами 206,25—255,75, в центральной части минимума Мишер-куль прослеживается только один отражающий горизонт, залегающий почти горизонтально на глубине около 500 м. Отсутствие отражений ниже этого горизонта заставляет отождествлять его с кровлей соляного массива. Это предположение косвенно подтверждается тем, что на склонах минимума (купола) Мишер-куль, как и на склонах



Фиг. 50. Схема расположения сейсмических профилей в зоне Аралсорского регионального гравитационного максимума

соляных массивов куполов промышленного района Южной Эмбы, отмечается резкое, возрастающее с глубиной до 45° , погружение отражающих горизонтов к смежным максимумам силы тяжести (межкупольным депрессиям).

Действительно, далее по профилю, между пикетами 255,75—420,75 прослеживается обширная мульда, отвечающая локальному максимуму, разделяющему минимумы Мишер-куль и Батпак-сор. В ее пределах отражающие горизонты и площадки наблюдаются до глубины 3000 м, причем в ее центральной части (между пикетами 346,5—396,0) по нижним отражающим горизонтам намечается пологий перегиб слоев над-солевого комплекса.

Юго-восточнее, между пикетами 420—577,5 профиль пересекает два небольших соляных массива, обладающих крутыми склонами и разделенных резким синклинальным перегибом (между пикетами 470—519,75). В своде каждого из них прослеживается только один почти горизонтально залегающий отражающий горизонт, отмеченный на первом массиве на глубине 550 м (между пикетами 445,5—462), а на втором — на глубине 650 м (между пикетами 536,25—561). На карте изоаномал силы тяжести эти массивы не обособляются, и отрезку профиля между пикетами 420—577,5 отвечает центральная часть гравитационного «языка», отходящего на северо-северо-запад от минимума Батпак-сор.

Между пикетами 577,5—635,25 прослеживается мульда, отделяющая соляной выступ с глубиной залегания кровли соли около 650 м (см. выше) от основного соляного массива минимума (купола) Батпак-сор. В ее пределах отражающие горизонты и площадки испытывают постепенно возрастающий с глубиной наклон на юго-восток, к пикету 635,25, в районе которого отражения были получены с глубины 3000 м.

Наконец, между пикетами 658,25—863,5 профиль пересекает центральную часть минимума Батпак-сор, отвечающего обширному соляному куполу, сводовая часть которого прослеживается на расстоянии 21 км. Наличие соли в его пределах было подтверждено наблюдениями по методу

преломленных волн, а наблюдениями по методу отраженных волн кровля соляного массива зафиксирована на глубине около 600 м.

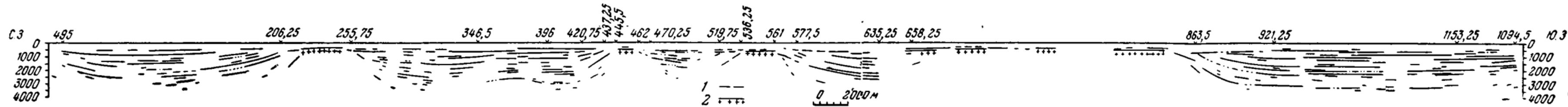
К юго-востоку от пикета 863,5 вновь появляется много отражающих площадок, круто погружающихся в обширную мульду. В пределах последней, на расстоянии около 13 км (между пикетами 921,25—1153,25), отражающие площадки залегают практически горизонтально и лишь в конце рекогносцировочного профиля начинают полого воздыматься к юго-востоку (к пикету 1094,5).

От пикета 436 рекогносцировочного профиля I—I по простиранию Аралсорского регионального гравитационного максимума и в пределах его наиболее повышенных положительных аномалий силы тяжести был проложен рекогносцировочный сейсмический профиль II—II (фиг. 50, 52). Между пикетами 0—99 этого профиля прослеживается пологая мульда, в пределах которой на глубине 2500—3000 м были зафиксированы единичные отражающие площадки. Они наклонены согласно с более высокими и выдержанными отражающими горизонтами и, несомненно, отвечают глубоко погруженной части надсолевого комплекса.

Восточнее, между пикетами 115,5—181,5 профиль пересек свод соляного массива минимума (купола) Жатыбай. В его пределах кровля соли залегают почти горизонтально на глубине 550—600 м и прослеживается на расстоянии до 5,5 км. Детальные сейсмические работы, проведенные на куполе Жатыбай, позволили установить, что площадь его соляного ядра (в верхнем сечении) достигает 24 км². В плане сводовая часть соляного ядра имеет почти треугольную форму. Три отрогами соляного ядра, простирающимися в юго-западном, северном и юго-восточном направлениях, надсолевые отложения по периферии основного соляного массива разделены на северо-западное, северо-восточное и южное крылья. К крутым склонам отрогов соляного ядра в надсолевых отложениях приурочены сбросы, ограничивающие соответствующие крылья купола. Условный отражающий горизонт «а», выделенный в надсолевых отложениях, в присводовых частях крыльев купола погружается довольно резко: на северо-западном крыле под углами до 23°, на северо-восточном — до 12° и на южном — до 20° с глубины 600—800 м до глубины 1300—1500 м. При дальнейшем удалении на периферию крыльев углы наклона этого горизонта заметно выполаживаются и в межкупольных депрессиях, смежных с куполом Жатыбай, все отражающие горизонты залегают полого, согласно и прослеживаются до глубины 3000—5000 м.

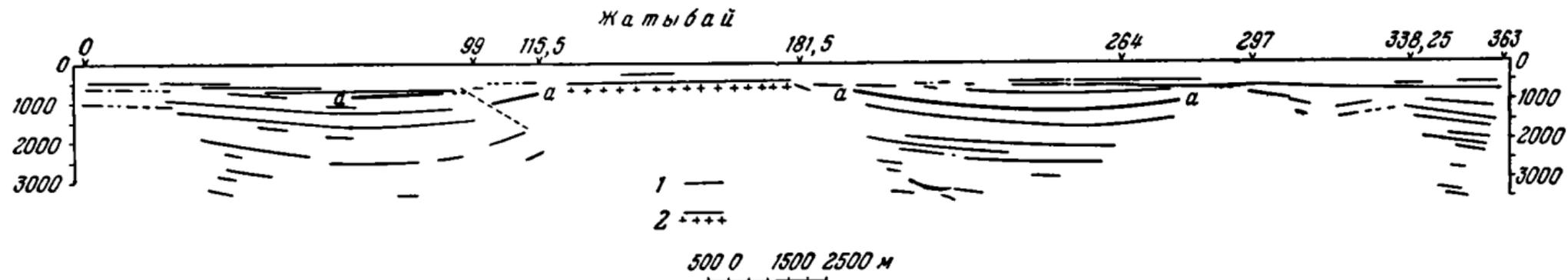
Возвращаясь к описанию рекогносцировочного сейсмического профиля II—II, отметим, что на северо-восточном крыле купола Жатыбай, за пикетом 181,5 появляется большое количество отражающих площадок, которые далее по профилю обрисовывают обширную мульду, разделяющую локальные минимумы (купола) Жатыбай и Жаньк-сор. На северо-восточном крыле купола Жатыбай отражающие горизонты и площадки наблюдались до глубины 3500 м, но за пикетом 264 отражения были получены только до глубины 1600 м. За этим пикетом по высоким отражающим горизонтам намечился пологий подъем надсолевых отложений. Наконец, за небольшой и пологой мульдой, отмеченной между пикетами 297—338,25, в конце сейсмического профиля, отражающие площадки вновь начали полого погружаться и были прослежены до глубины 3000 м.

На рассмотренных профилях, на глубине до 500—600 м прослеживаются отражающие горизонты, которые как на сводовых частях соляных куполов, так и по их периферии залегают практически горизонтально и срезают на крыльях куполов и в межкупольных депрессиях отражающие горизонты и площадки нижней, большей по мощности части надсолевого



Фиг. 51. Аралсорский гравитационный максимум. Сейсмический профиль I—I (По О. В. Майоровой, 1951)

1 — отражающие горизонты; 2 — предполагаемая поверхность соли



Фиг. 52. Аралсорский гравитационный максимум. Сейсмический профиль II—II (По О. В. Майоровой, 1951)

1 — отражающие горизонты; 2 — предполагаемая поверхность соли

комплекса. Верхнюю часть разреза надсолевого комплекса О. В. Майорова относит к третичным отложениям, отмечая, что соляные купола Аралсорского регионального максимума подверглись интенсивному размыву в течение периода, предшествовавшего накоплению этих отложений. Действительно, как мы видели выше, в сводовых частях куполов Мишер-куль, Батпак-сор и Жатыбай кровля кунгура отмечена в том же интервале глубин (500—600 м). Следовательно, эти купола являются закрытыми куполами с трансгрессивно перекрытыми соляными ядрами.

Геологические данные

Попытаемся уточнить время накопления верхней, трансгрессивно залегающей части разреза надсолевого комплекса и проанализируем с этой целью разрезы немногочисленных скважин, пробуренных Юго-Восточной партией структурно-картировочного бурения ВНИГНИ в районе Аралсорского регионального максимума.

Скв. № 95, заданная близ колхоза им. Кирова, в районе пикета 495 рекогносцировочного профиля I—I, из отложений акчагыла на глубине 480 м вошла в мелоподобные мергели верхнего мела.

Скв. № 93, пройденная на левобережье р. Аше-Узек, в пределах наиболее интенсивного локального максимума Аралсорской зоны, из отложений акчагыла на глубине 588 м вошла в глины палеогена.

Скв. № 91, заданная еще западнее, близ пос. Нариман, в пределах одноименного с ним локального минимума силы тяжести, из отложений акчагыла на глубине 588 м вошла в пестроцветные глинистые песчаники и темно-красные глины верхней перми и нижнего триаса. На глубине 620,4 м она вошла в известняки, условно отнесенные к казанскому ярусу, и была в них остановлена на глубине 645 м.

Опорная скважина Аралсор (Эльтон), пробуренная Объединением Саратовнефть в 12 км юго-восточнее станции Эльтон, достигла подошвы четвертичных отложений на глубине 80 м, подошвы апшерона — на глубине 265 м, подошвы акчагыла — на глубине 450 м и вошла в нерасчлененные отложения верхнего олигоцена и миоцена (Эвентов, 1956).

На несколько больших глубинах прослеживается подошва акчагыла на юго-западном окончании Аралсорского регионального максимума — на Шунгайском максимуме. Так, скважина в районе ст. Сайхин вошла в глины палеогена лишь на глубине 616 м, а скважина в 10 км юго-восточнее ст. Шунгай вошла в них лишь на глубине 680 м. Наконец, скважина, заданная близ пос. Житкур, была остановлена в глинах акчагыла на глубине 605 м.

Примерно на таких же интервалах глубин подошва акчагыла залегает и в смежных с Аралсорским региональным гравитационным максимумом участках степи. Так, в пределах полосы наиболее низких отрицательных значений аномалий силы тяжести, протягивающейся по левобережью Волги, в 70 км на северо-северо-восток от станции Эльтон, близ пос. Прудентов, скважина при забое около 500 м не вышла из отложений акчагыла.

Восточнее рекогносцировочного профиля I—I и южнее осевой части Аралсорского регионального гравитационного максимума, в полосе Камыш-Самарских разливов, близ пос. Новая Казанка, на минимуме Аукитайчагыл в 1948 г. партией № 8/48 Казахстанского отделения ГСГТ под руководством Н. П. Кузнецовой была проведена сейсморазведка, которая показала, что кровля соли там залегает на глубине 600 м. Структурно-поисковое бурение, предпринятое трестом Казнефтеразведка на этом минимуме в 1950 г., подтвердило данные сейсморазведки. Оказалось, что в сводовой части купола Аукитайчагыл соль залегает на глубине до 588 м и трансгрессивно перекрыта глинами акчагыла.

Новоказанская опорная скважина, пробуренная Объединением Саратовнефть восточнее с. Мухор, подсекла подошву четвертичных отложений на глубине 55 м, подошву апшерона на глубине 230 м, подошву акчагыла на глубине 420 м и вошла в глины верхнего эоцена (Эвентов, 1956).

Судя по приведенным выше данным, подошва верхней, трансгрессивно залегающей части разреза надсолевого комплекса отвечает подошве акчагыла. Отмеченные по скважинам колебания глубины ее залегания зависят не от положения этих скважин относительно Аралсорского гравитационного максимума, а от их положения относительно локальных структур — куполов и межкупольных депрессий. По сравнению с более северными участками междуречья Урала и Волги, именно в пределах полосы, примыкающей к параллели 49° сев. широты, по скважинам отмечаются наибольшие мощности отложений верхнего плиоцена (данных о мощностях верхнего плиоцена южнее, в районе песков Северного Прикаспия в настоящее время нет). Следуя вдоль параллели 49° сев. широты от пос. Новая Казанка к оз. Эльтон, мы не отмечаем закономерного сокращения их мощности при пересечении Аралсорского регионального гравитационного максимума. Все это свидетельствует о том, что зона регионального гравитационного максимума в верхнем плиоцене не была приподнята относительно смежных площадей. Точно к таким же выводам можно прийти при анализе распределения мощностей четвертичных отложений в пределах междуречья Урала и Волги.

По данным сейсморазведки, в межкупольных депрессиях Аралсорского регионального гравитационного максимума отражающие площадки прослеживаются до глубины 3,5 км. Следовательно, мощность нижней части разреза надсолевого комплекса, трансгрессивно перекрытой отложениями акчагыла, составляет в этих депрессиях не менее 3 км. Сведения о литологическом составе этой, большей по мощности части разреза надсолевого комплекса весьма ограничены, так как большинством скважин ее отложения были только вскрыты, но не пройдены.

Косвенные данные о характере разреза надсолевых отложений зоны Аралсорского регионального гравитационного максимума можно получить при анализе разрезов Новоузенской, Эльтонской и Новоказанской опорных скважин, в треугольнике между которыми лежит эта зона. Мощности надсолевых отложений, вскрытых этими скважинами, различны, но их колебания зависят от положения опорных скважин относительно местных локальных структур. Мощность четвертичных отложений в Новоузенской скважине равна 155 м, в Эльтонской — 80 м, в Новоказанской — 55 м. Мощность отложений верхнего плиоцена равна соответственно 154, 370 и 365 м, а палеогена — 420, 290 и 284 м. Мощность верхнего мела в Новоузенской скважине достигает 693 м, в Эльтонской — 380 м, а в Новоказанской скважине, остановленной в отложениях турона, превышает 527 м. Мощность нижнего мела в Новоузенской скважине равна 392 м, а в Эльтонской составляет около 100 м. Мощность верхней юры в Новоузенской скважине достигает 237 м, а в Эльтонской составляет около 100 м. Наконец, мощность средней юры в Новоузенской скважине, остановленной в этих отложениях, превышает 281 м, а в Эльтонской равна 236 м (или 189 м, если к нижней юре относится нижняя пачка песков и алевроитов, мощностью до 47 м). Ниже Эльтонская скважина пересекла сероцветные алевролиты, пески и глины верхнего триаса (100 м), светлые доломиты и серые глины казанского яруса (147 м), красноцветные глины и песчаники уфимской свиты (23 м) и вошла в ангидриты и каменную соль кунгура (17 м), в которой и была остановлена при забое 2006 м (Эвентов, 1956). Таким образом, Эльтонская скважина, пробуренная на периферии обширного соляного купола Эльтон, про-

шла по отложениям нижней части надсолевого комплекса 1539 м. К востоку от этой скважины, в межкупольных депрессиях Аралсорского регионального гравитационного максимума мощность нижней части разреза надсолевого комплекса превышает указанную цифру вдвое. Несомненно, что это увеличение мощности происходит там, как и в промышленном районе Южной Эмбы, отчасти за счет увеличения мощности отдельных горизонтов разреза, но в основном — за счет появления в разрезе мощных красноцветных толщ верхней перми и нижнего триаса. Характерно, что при анализе разрезов всех горизонтов, вскрытых упомянутыми опорными скважинами, мы не обнаруживаем каких-либо литологических доказательств, свидетельствующих о близости местного источника сноса — мезозойского Аралсорского поднятия. Таким образом, равно как и Хобдинская, Аралсорская зона в период накопления надсолевых мезозойских и кайнозойских отложений не была приподнята.

Краткие выводы

а) Зона Аралсорского гравитационного минимума протягивается полосой до 50—60 км шириной, ориентированной в восточно-северо-восточном направлении (приблизительно ВСВ 70°). Ее простирание совпадает с простиранием гравитационной ступени, ограничивающей с юго-востока Хобдинскую зону. Не исключено, что в основе Аралсорской зоны, так же как и Хобдинской, лежит разлом кристаллического фундамента, о наличии которого может косвенно свидетельствовать упомянутое выше совпадение простираний.

Гравитационное поле Аралсорского регионального максимума сильно дифференцировано, и в его пределах наблюдается мозаичное чередование локальных минимумов и максимумов силы тяжести, отвечающих соляным куполам и межкупольным депрессиям. При этом в распределении аномалий наблюдается зональность — наиболее высокие положительные аномалии приурочены к осевой части регионального максимума, по обе стороны от которой происходит постепенное снижение их значений и плавная смена положительных аномалий отрицательными. Менее заметно происходит снижение значений аномалий силы тяжести вдоль оси регионального максимума — на северо-восток, к пос. Фурманово и на юго-запад, к пос. Капустин Яр.

б) Магнитное поле междуречья Урала и Волги состоит из слабо выраженных минимумов и максимумов, больших по размерам и расплывчатых по очертаниям. Аралсорский региональный гравитационный максимум почти полностью расположен в обширной зоне слабых отрицательных магнитных аномалий. Параллельно его оси, от Камыш-Самарских разливов к сору Арал-сор, протягивается ось слабого (до —100 гамм) магнитного минимума, имеющего овалы очертания. Этот минимум по отношению к гравитационному максимуму несколько смещен к югу, но совпадение простираний их осей, по-видимому, не случайно и свидетельствует об определенном совпадении причин, вызывающих эти аномалии.

в) В зоне Аралсорского регионального гравитационного максимума большинство куполов, затронутых сейсморазведкой, является закрытыми куполами с соляными ядрами, на глубине 500—600 м трансгрессивно перекрытыми отложениями акчагыла. Мощность отложений надсолевого комплекса в разрезе межкупольных депрессий, по данным сейсморазведки, составляет не менее 3,5 км при мощности верхнеплиоценовых (в основном) и четвертичных отложений до 500—600 м.

г) В разрезе отложений надсолевого комплекса зоны Аралсорского регионального гравитационного максимума выделяются две части —

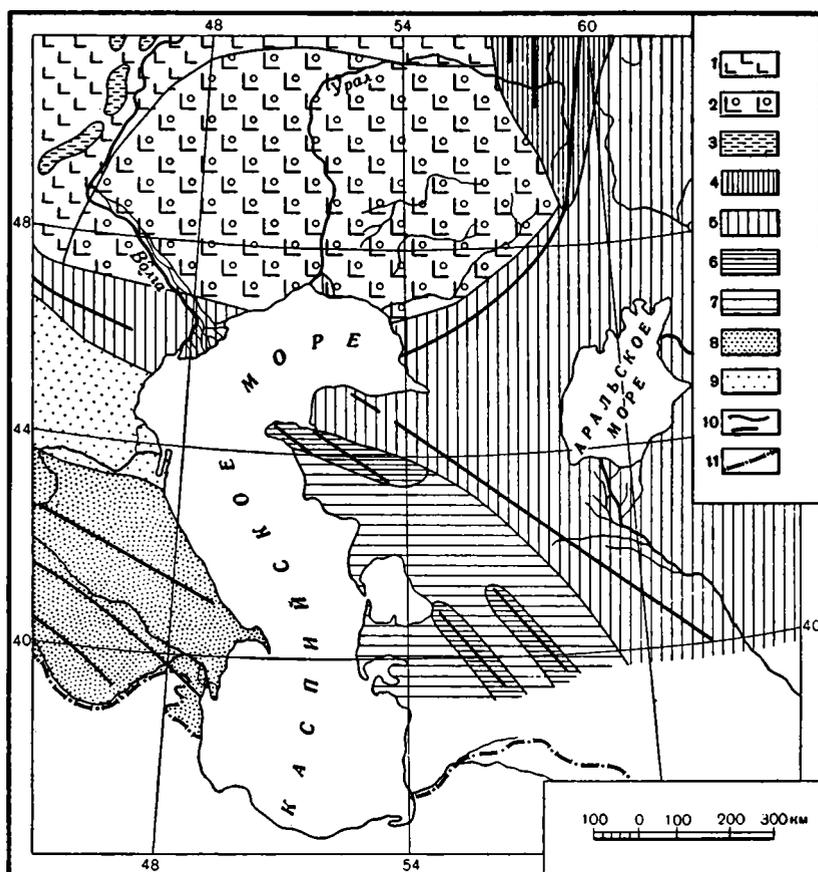
верхняя, трансгрессивно залегающая, охватывающая отложения верхнего плиоцена и четвертичные отложения, и нижняя, охватывающая отложения верхней перми, всего мезозоя и палеогена. Косвенные данные о характере нижней, большей по мощности части надсолевого комплекса можно получить при анализе данных по Новоузенской, Эльтонской и Новоказанской опорным скважинам, в треугольнике между которыми лежит Аралсорская зона. При анализе всех горизонтов, вскрытых упомянутыми скважинами, мы не обнаруживаем каких-либо литологических доказательств, свидетельствующих о близости местного источника сноса — мезозойского Аралсорского поднятия. Таким образом, равно как и Хобдинская, Аралсорская зона в период накопления мезозойских и кайнозойских отложений не была приподнята.

ЮЖНО-ЭМБЕНСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ ГРАВИТАЦИОННЫЙ МАКСИМУМ

Такое же простирание, как и Аралсорский региональный гравитационный максимум, имеет Южно-Эмбенский — крупная зональная аномалия, прослеживаемая на расстоянии до 250 км от сора Мертвый Култук к горам Жиль-тау и колодцам Диар, за которыми она отклоняется к северу и затухает на междуречье Эмбы и Манне-сая. За двадцать лет, прошедших с тех пор, как ее наличие было установлено по редким точкам маятниковых наблюдений силы тяжести, и особенно за последние годы накопился достаточный материал для объективного суждения о тектонической природе этой региональной аномалии. Изложению имеющихся данных необходимо предпослать краткий обзор существующих представлений о глубинном геологическом строении степей, простирающихся между р. Эмбой и северными чинками Устюрта.

Краткий обзор представлений о тектонической природе Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума

К 1937 г., по данным маятниковых наблюдений, наметились контуры слабого, но обширного по площади поля положительных аномалий силы тяжести между р. Эмбой и северными чинками Устюрта, которое на северо-востоке почти смыкалось с полосой положительных аномалий Чушкакульской антиклинали. Это поле положительных аномалий силы тяжести было околонуено на составленных В. В. Федынским и Е. Н. Люстихом, под наблюдением А. Д. Архангельского, гравиметрических картах СССР в редукциях Фая и Буге. Его наличие позволило А. Д. Архангельскому (Архангельский, Михайлов, Федынский, Люстих, 1937, стр. 722) высказать предположение о том, что полоса положительных аномалий, отвечающая полосе зеленокаменных пород восточного склона Урала, к югу от Чушкакульской антиклинали отклоняется на юго-запад и прослеживается до северо-восточного побережья Каспия, «явно направляясь с соединением с полосой таких же аномалий, которая проходит с западо-северо-запада на восток-юго-восток через всю Восточно-Европейскую платформу». Последняя от главного антиклинала Донецкого бассейна продолжается по направлению его простирания к дельте Волги и под водами северной части Каспия направляется навстречу полосе положительных аномалий, идущей от Мугоджар. Основываясь на этом, А. Д. Архангельский выдвинул гипотезу о подземной связи Урала и Донбасса, которая была обоснована лишь упомянутыми геологическими фактами (фиг. 53). Впоследствии она была поддержана многими исследователями, но сам А. Д. Архангельский (1941) в послед-

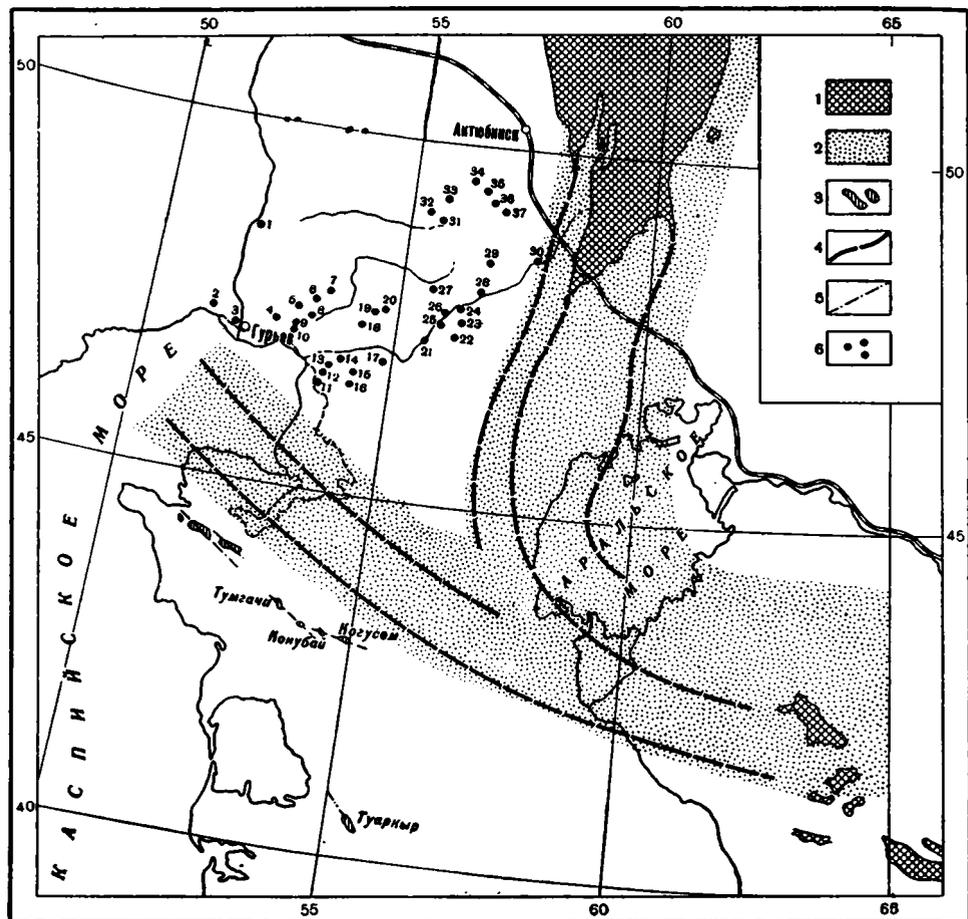


Фиг. 53. Структура Прикаспийских стран по представлениям А. Д. Архангельского в конце 1937 г. Идея о связи Урала и Денбасса (из работы А. Л. Яншина, 1951)

1 — впадины докембрийского основания; 2 — Прикаспийская впадина; 3 — валы в пределах Восточно-Европейской платформы; 4 — выходы на поверхность герцинских складчатых сооружений; 5 — герцинские складчатые сооружения, скрытые под покровом более молодых пород; 6 — выходы на поверхность мезозойских складчатых сооружений; 7 — мезозойские складчатые сооружения под покровом более молодых пород; 8 — выходы на поверхность третичных складчатых сооружений; 9 — предгорные впадины третичных складчатых сооружений; 10 — линии простираций; 11 — государственная граница (Архангельский, Михайлов, Федынский Люстих, 1937, стр. 708)

ней, посмертно опубликованной монографии высказывал сомнения в ее достоверности и к истолкованию данных геофизики подходил сдержанно.

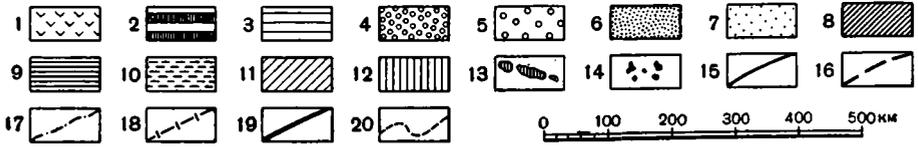
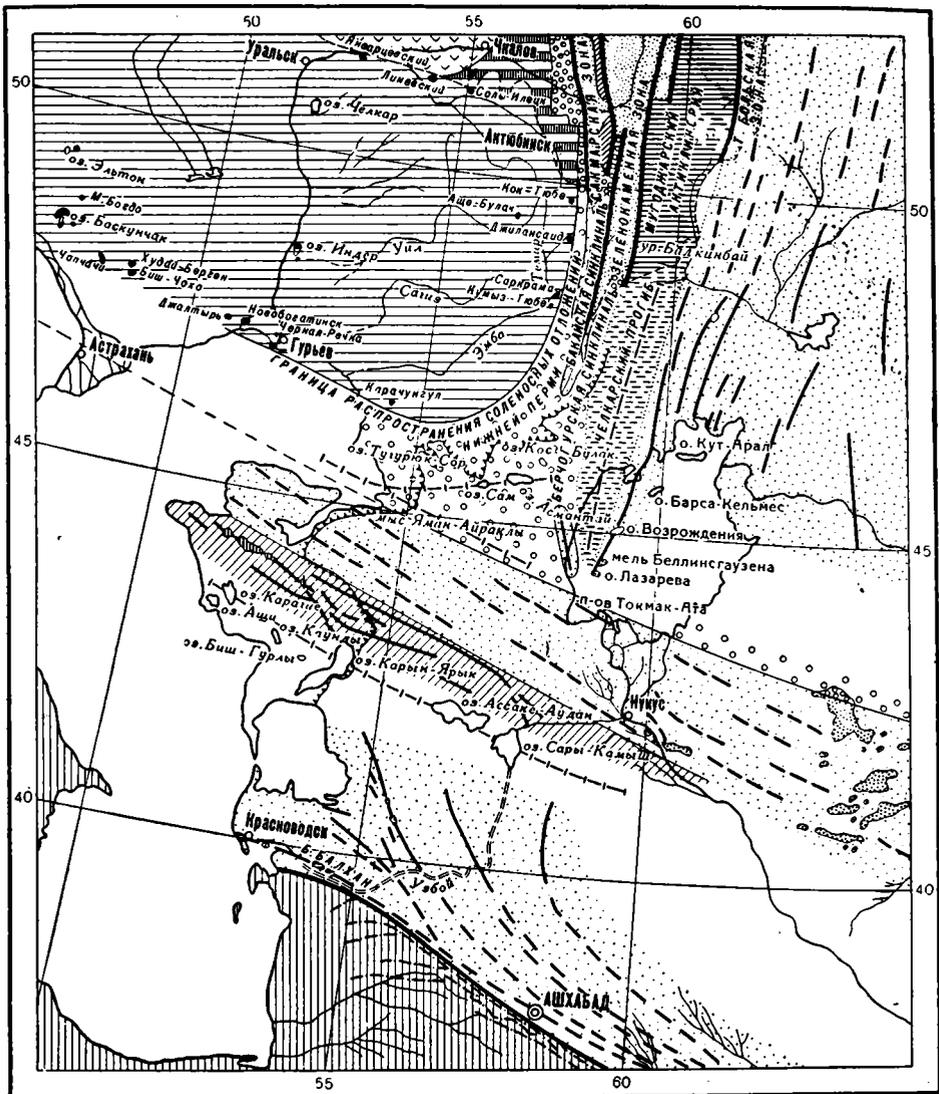
А. Л. Яншин (1945), анализируя материалы о фациальной изменчивости пермских и мезозойских отложений южной части Прикаспийской синеклизы и Мангышлака, пришел к выводу о наличии между ними субширотной полосы погребенных герцинских горных сооружений, протягивающихся от полуострова Бузачи через Устюрт к Султан-Уиз-дагу. Идее о связи Денбасса и Урала А. Л. Яншин не поддерживал. Первоначально он предполагал, что субширотная полоса погребенных герцинид образует острый угол с погребенным южным продолжением герцинид Урала, которые от мыса Ак-тумсук и островов Аральского моря поворачивают на юго-восток, навстречу Тянь-Шаню (фиг. 54). Впоследствии А. Л. Яншин (1947, 1948, 1951), проследившая к югу по поднятиям в толще платформенного мезокайнозойского чехла отдельные антиклинории герцинид Урала, пришел к выводу, что Уральская складчатая



Фиг. 54. Схема расположения погребенных герцинид к востоку от Каспийского моря (по А. Л. Яншину, 1945)

1 — области поверхностного развития палеозоя и докембрия; 2 — зоны погребенных герцинских горных сооружений; 3 — выходы перми и триаса на Мангышлаке и Туаркыре; 4 — вероятные простирания погребенных герцинских складок; 5 — простирание складок пермотриасовых пород Мангышлака и Туаркыра; 6 — соляные купола. Номера соляных куполов на схеме: 1 — Индер; 2 — Новобогатинск; 3 — Черная речка; 4 — Искине; 5 — Доссор; 6 — Макар; 7 — Чингильды; 8 — Сагыз; 9 — Тюлегень; 10 — Байчунас; 11 — Каратон; 12 — Кызыл-кудук; 13 — Косчагыл; 14 — Кулсары; 15 — Тюлюс; 16 — Карачунгул; 17 — Исек-джал; 18 — Кой-кара; 19 — Джилян-кабак; 20 — Тугускень-Ушак; 21 — Аще-сай; 22 — Утыбай; 23 — Ак-чункал; 24 — Кара-джар; 25 — Карасакал-мола; 26 — Касыр-тау; 27 — Донгелексор; 28 — Курсай; 29 — Итассай; 30 — Мортук; 31 — Шубар-жилан; 32 — Кок-булак; 33 — Алты-карасу; 34 — Джаман-агач; 35 — Джаксымай; 36 — Шубар-кудук; 37 — Ак-кудук

система, не изменяя своего меридионального простирания, постепенно погружается и затухает в крупном широтном прогибе, который охватывает область Северного Устюрта, Аральского моря и северных Кызылкумов. Южнее субширотной полосы погребенных герцинид А. Л. Яншин выделил Мангышлакский межгорный прогиб — крупный внутренний прогиб герцинской геосинклинальной области, протягивающийся от Мангышлака до аллювиальных равнин Хорезма (фиг. 55). Для объяснения тектонической природы Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума А. Л. Яншин (1945, 1951) выдвинул литолого-фациальную гипотезу его происхождения. Основываясь на указаниях Ю. А. Косыгина (1943) о переходе кунгурских соляных толщ близ окраин Прикаспийской синеклизы в толща преимущественно андидритовые, он пред-



Фиг. 55. Схематическая тектоническая карта района смыкания Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака (по А. Л. Яншин, 1951)

1 — область сравнительно неглубокого залегания докембрийского фундамента Русской платформы; 2 — верхнепермские и нижнетриасовые отложения краевого прогиба Урала на поверхности; 3 — верхнепермские и нижнетриасовые отложения краевых прогибов под более молодыми осадками (область солянокупольной тектоники); 4 — верхнедевонские, каменноугольные и нижнепермские отложения краевых прогибов на поверхности; 5 — те же отложения под более молодыми осадками; 6 — складчатый комплекс палеозойских геосинклинальных систем на поверхности; 7 — то же под более молодыми осадками; 8 — докембрий зоны Урал-Тау; 9 — зона Мугоджарского антиклинория; 10 — его южное подземное продолжение (наложенная Челкарская синклиналь); 11 — зона Мангышлакского межгорного прогиба; 12 — область альпийской складчатости; 13 — выходы на поверхность пермотриасовых пород в Мангышлакской складчатой зоне; 14 — «прорывные» соляные купола (с выходами на поверхность пород кунгура); 15 — оси унаследованных антиклиналей; 16 — их вероятное продолжение; 17 — оси альпийских антиклиналей системы Копет-Дага; 18 — оси крупных молодых прогибов; 19 — основные разломы; 20 — граница погружения уральского палеозоя и докембрия под сплошной покров мезозойских и третичных осадков

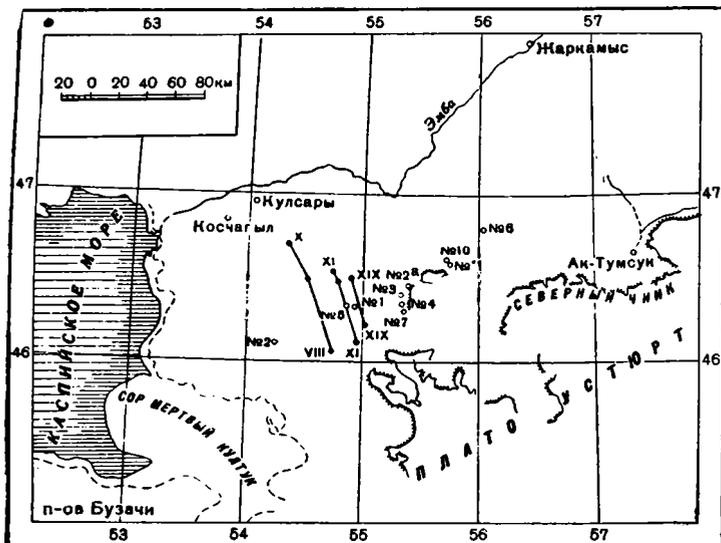
положил, что характер гравитационного поля в зоне регионального максимума определяется наличием на небольшой глубине в разрезе кунгурских отложений мощных толщ тяжелых ангидритов. Определенным подтверждением этому предположению служило постепенное ослабление соляной тектоники по мере приближения к осевой зоне регионального максимума.

Гипотеза А. Л. Яншина о приросте Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума была поддержана Ю. А. Косыгиным (1950, 1952). Однако Ю. А. Косыгин, соглашаясь с выводом об отсутствии связи Урала и Донбасса через зону регионального гравитационного максимума, по-иному трактовал тектонику территории, простирающейся южнее. По его мнению, южный край докембрийского складчатого основания Русской платформы определяется складчатыми сооружениями Мангышлака, через который проходит герцинская складчатая геосинклинальная зона, а на район Бузачи, возможно, приходится ее передовой прогиб.

Краткий обзор геологических и геофизических работ, проведенных в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума

Зона Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума в то время привлекала внимание исследователей и с практической стороны. Геологами нефтяных организаций она расценивалась как вероятное обширное и пологое поднятие мезокайнозойских пород, в пределах которого могут быть выявлены богатые нефтеносные площади. Поэтому с 1947 г. в ее пределах, к югу от издавна известных «крайних» соляных куполов — Каратона, Карачунгула и Мунайлей были начаты площадные гравиметрические съемки. В 1948 г. в зоне регионального максимума был пройден первый рекогносцировочный сейсмический профиль через относительный локальный минимум Азнагул (фиг. 56). Северная часть этого профиля оказалась нарушенной сбросами, а в его центральной части наметился пологий сводообразный перегиб, за которым все отражающие горизонты спокойно погружались к югу. Первоначально казалось, что сейсморазведка подтвердила предположение о наличии в зоне регионального гравитационного максимума мезокайнозойского поднятия типа валов платформы. Поднятие получило название Южно-Эмбенского, и на его оси в 1949 г. была заложена опорная скв. № 2 с проектной глубиной 3500 м. Впоследствии дополнительная сейсморазведка показала, что от первоначальной интерпретации геофизических материалов надо отказаться. Оказалось, что относительный минимум Азнагул отвечает куполу с глубоким залеганием соляного ядра. Также выяснилось, что опорная скв. № 2 была задана не в своде гипотетического мезокайнозойского поднятия, а в южной части юго-восточного крыла купола Азнагул. Поэтому проходка ее была прекращена при забое в 2779 м в отложениях кунгура.

В 1949 г. при расширении фронта геофизических работ к востоку от Азнагула в районе локального гравитационного максимума Тугаракчан сейсмическими работами был выявлен северный склон обширного поднятия, погребенного под несогласно залегающими отложениями мезокайнозоя (фиг. 57). Глубокий отражающий горизонт, фиксирующий склон этого поднятия, был отнесен к подсолевым отложениям, предположительно артинским по возрасту. В наиболее приподнятой части выявленного склона он прослеживался на глубине порядка 2500 м — доступной для глубокого бурения. Это вселяло надежду на обнаружение в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума



Фиг. 58. Схема расположения в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума глубоких скважин и сейсмических профилей (см. фиг. 57, 64, 65)

если не мезокайнозойских, то более древних погребенных структур и ранее неизвестных продуктивных толщ. Для их изучения на северной периферии локального максимума Тугаракчан была задана опорная скв. № 5, которая в интервале 2306—2608 м пересекла сульфатно-терригенные породы кунгура и была остановлена на глубине 2810 м в карбонатно-терригенных отложениях, вероятно, относящихся к артинскому ярусу.

Изучение глубинной структуры зоны Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума между тем продолжалось. Сейсмическими работами 1949—1951 гг. между локальными гравитационными максимумами Тугаракчан и Саргамыс было прослежено по кровле артинских отложений (горизонту II) юго-западное периклинальное окончание Тугаракчанского погребенного поднятия. Между урочищем Тугаракчан и обрывами плато Кулюнкулю по глубоким отражающим горизонтам «б» и «а» намечались очертания Торасайского погребенного поднятия. В его наиболее приподнятой части, непосредственно к востоку от обрывов плато Кулюнкулю, была пробурена разведочная скв. № 3. В 7 км южнее была пробурена разведочная скв. № 4, а в 4 км далее к югу была задана разведочная скв. № 7.

Буровые работы показали, что глубокие отражающие горизонты на Торасайском поднятии не являются стратиграфическими, а фиксируют характер поверхности пород палеозоя, трансгрессивно перекрытых осадками средней юры. Действительно, все скважины непосредственно из песчано-глинистых отложений средней юры вошли в разные горизонты палеозоя. Разведочные скв. № 2 и 3 на глубинах 1950 м и 2045 м вскрыли терригенные породы, условно отнесенные к низам артинского яруса. Под ними разведочная скв. № 2 вошла в известняки нижних горизонтов верхнего карбона (аналоги протрицититовых слоев) и была в них остановлена при забое в 2188 м. Более полный разрез преимущественно карбонатных отложений карбона был вскрыт разведочной скв. № 3, которая под упомянутыми терригенными породами вошла в нижние горизонты верхнего карбона и была остановлена в отложениях яснополянского го-

ризонта нижнего карбона на глубине 3000 м. Разведочная скв. № 4 из отложений средней юры на глубине 2160 м вошла в мощную (до 850 м) толщу терригенных пород, относящихся к низам визе и верхам турне (к сталиногорскому и чернышинскому горизонтам). Наконец, разведочная скв. № 7 из отложений средней юры на глубине 2250 м вошла в глины и песчаники верхнего девона. Однако разрезы разведочных скв. № 3, 4 и 7 не дают представления о едином сводном разрезе отложений палеозоя отчасти из-за наличия горизонтов, не пересеченных бурением, но главным образом из-за отсутствия уверенности в том, что характер вскрытых толщ сохраняется от скважины к скважине.

С 1952 г. сейсморазведочные работы начали проводиться северо-восточнее гор Жиль-тау в районе локального гравитационного максимума Диар. Там, по глубоким отражающим горизонтам, наместились очертания пологого поднятия по поверхности палеозоя, названного впоследствии Жанасуйским. В наиболее приподнятой части его — на западной периферии гравитационного максимума Диар была задана разведочная скв. № 6. Однако бурение ее было прекращено при забое 1161 м в отложениях верхней юры, в то время как отражения от поверхности палеозоя здесь поступали с глубины порядка 1750 м.

Впоследствии сейсморазведкой была освещена тектоника территории, простирающейся к югу от опорных скв. № 2 и 5, между сором Мертвый Култук и чинками Устюрта. Отражения от глубоких горизонтов в ее пределах были зафиксированы только в осевой зоне регионального максимума. По отражающим же горизонтам, приуроченным к подошве неокома (III отражающий горизонт) и к подошве палеогена (I отражающий горизонт), был прослежен характер погружения мезокайнозойских отложений к югу. Выяснилось, что их пологий наклон сложен локальными пологими поднятиями, получившими названия Букен, Жайлыган и Сарга.

Параллельно с проведением сейсморазведки и глубокого бурения широко развернулась площадная гравиметрическая съемка, которой к настоящему времени полностью покрыта зона Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума и территория, простирающаяся далеко на юг от нее. Наконец, в 1955 г. зона регионального гравитационного максимума была охвачена аэромагнитной съемкой.

Краткие итоги геологических и геофизических работ, проведенных в зоне регионального гравитационного максимума, были подведены в статьях Н. А. Калинина (1954), А. Л. Яншина (1955) и Г. Е.-А. Айзенштадта (1956). Учитывая новые данные, Н. А. Калинин пришел к выводу о наличии здесь погребенного под мезокайнозойскими отложениями платформенного палеозойского поднятия. А. Л. Яншин отказался от литолого-фациальной гипотезы возникновения регионального гравитационного максимума и снабдил вывод Н. А. Калинина о существовании платформенного поднятия дополнительной аргументацией. Он подчеркнул, что по структурному положению, по морфологии и истории своего развития Южно-Эмбенское поднятие — это погребенный краевой плакантиклинал Русской платформы. Г. Е.-А. Айзенштадт уточнил представление о стратиграфии и тектонике отложений, развитых в районе Южно-Эмбенского поднятия.

За десятилетие, прошедшее с начала изучения зоны Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, накопились многочисленные геофизические и геологические материалы, которые не только позволяют подойти однозначно к решению вопроса о тектонике этой зоны, но и намечают пути к выяснению основных черт глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы в целом. Рассмотрение этих материалов мы начинаем с краткого обзора данных гравиметрии.

Данные гравirazведки

По мере движения от низовий р. Эмбы на юг, к осевой части Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, происходит плавная смена отрицательных значений аномалий силы тяжести положительными при постепенном изменении характера гравитационного поля и снижении амплитуд между смежными локальными аномалиями. Если по левобережью р. Эмбы последние оконтуриваются достаточно четко несколькими замкнутыми изоаномалами (при сечении их через 4 мгл), то южнее, по мере вступления в зону положительных аномалий, только относительные локальные минимумы силы тяжести намечаются раскрывающимися к северу полузамкнутыми изоаномалами (Карачунгул, Конуспай, Кумшете, Коктюбе и др.), реже — одной замкнутой изоаномалой (Азнагул, Суешбек, Табынай и др.). Гравитационное поле постепенно утрачивает обычный для солянокупольной территории мозаичный характер и становится спокойным. При этом в осевой части регионального гравитационного максимума выделяются обширные по площади локальные максимумы силы тяжести (следуя с юго-запада): Саргамыс, Тугаракчан, Диар и Терескен. К юго-востоку от них, при спокойном характере гравитационного поля, происходит постепенное снижение положительных значений аномалий силы тяжести и они сменяются отрицательными за линией, проходящей от северо-восточной оконечности сора Мертвый Култук к мысу Мын-су-алмас на Устюрте.

По простиранию оси Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума в восточно-северо-восточном направлении (от Саргамыса к Диару и Терескену) также происходит постепенное снижение положительных значений аномалий силы тяжести. Прослеживая ось регионального максимума к северо-востоку от Терескена, мы видим, что ее направление на междуречьи Эмбы и Манне-сая улавливается по полузамкнутым изоаномалам уже в зоне отрицательных значений аномалий силы тяжести.

Наличие Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума служило ранее основой для гипотезы о подземной связи Урала и Донбасса. Теперь, именно по данным гравirazведки, говорить об этой связи не приходится. На карте аномалий силы тяжести в районе Чушкакульской антиклинали, на продолжении главного зеленокаменного антиклинория Мугоджар, прослеживается субмеридиональная полоса интенсивных максимумов силы тяжести. Следуя на юг вдоль этой полосы, значения положительных аномалий силы тяжести постепенно снижаются. Близ северных чинков Устюрта эта полоса максимумов силы тяжести резко затухает, причем гравитационные аномалии меняют меридиональное простирание на широтное, а значения их заметно снижаются. При этом чинкам Устюрта соответствует полоса повышенных градиентов силы тяжести, в пределах которой происходит смена положительных значений аномалий силы тяжести отрицательными. Последние свойственны всему Северному Устюрту, гравитационное поле которого имеет, в основном, широтное простирание и характеризуется пониженными значениями силы тяжести (так называемый Североустюртский минимум). Судя по простиранию осей, Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум не имеет прямой связи с Чушкакульским, а образует с ним тупой угол, постепенно затухая на междуречьи Эмбы и Манне-сая.

Данные магнитометрии

С данными гравirazведки хорошо увязываются данные магнитометрии. Аэромагнитной съемкой к югу от р. Эмбы был оконтурен региональный магнитный максимум. Северная граница его, судя по контуру нуле-

вой изодинамы, протягивается вдоль субширотного отрезка течения этой реки, а юго-восточная — вдоль северных чинков Устюрта. В пределах этого максимума выделяются локальные аномалии, интенсивностью до 100—200 гамм, в северной части его ориентированные широтно, а в южной — имеющие северо-восточную ориентировку. Расширяясь в сторону Каспия, магнитный максимум охватывает гораздо большую площадь, чем гравитационный, приуроченный к его южной части. Характерно, что в южной части магнитного максимума простираение сближенных изодинам на значительном расстоянии совпадает с простираением оси гравитационного максимума. Это совпадение позволяет предполагать, что южное ограничение Прикаспийской синеклизы на данном участке совпадает с зоной глубинного разлома древнего заложения.

Прослеживая региональный магнитный максимум к востоку, отметим, что он, как и гравитационный, за локальным максимумом силы тяжести Диар отклоняется на северо-восток и протягивается через междуречье Эмбы и Манне-сая. В то же время Чушкакульскому гравитационному максимуму отвечает несколько смещенный к востоку линейно вытянутый магнитный минимум (интенсивностью до —300 гамм в осевой части), который прослеживается до северных чинков Устюрта. Южнее простирается спокойное пониженное магнитное поле, отвечающее контурам Североустюртского гравитационного минимума. Оно резко отличается от расположенных севернее контрастных магнитных полей Южно-Эмбенского и Чушкакульского гравитационных максимумов и в его пределах лишь изредка выделяются локальные магнитные аномалии изометричных очертаний интенсивностью от 0 до —100 гамм.

Таким образом, намечается определенное соответствие между контурами гравитационных и магнитных аномалий в пределах рассматриваемого региона. Различие знаков Южно-Эмбенской и Чушкакульской магнитных аномалий лишний раз подчеркивает отсутствие связи между ними.

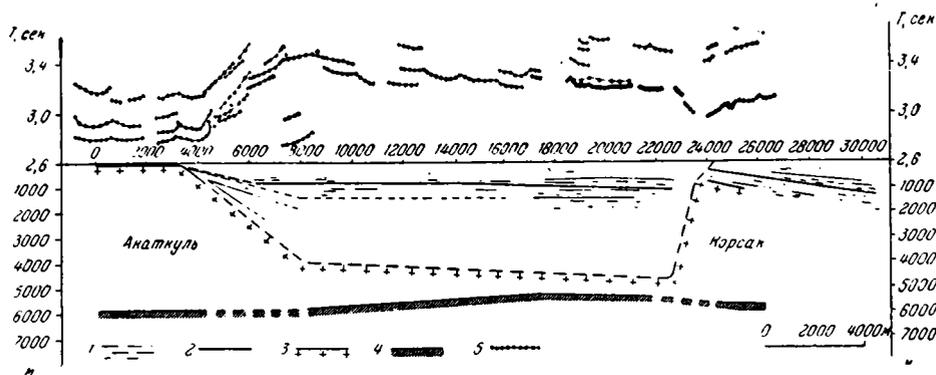
Характер залегания подсолевого ложа в юго-восточной части Прикаспийской синеклизы

Как было отмечено, опытные сейсморазведочные работы, направленные на определение глубины залегания подсолевых отложений в Хобдинской и Аралсорской зонах, были неудачными. Причинами этому послужили, с одной стороны, недостаточная глубина освещения разреза, отчасти обусловленная проектной глубиной сейсморазведки (равной в Хобдинской зоне 4 км, в Аралсорской — 3,5 км), а с другой стороны, неразработанная еще в то время методика регистрации отражений от подсолевых горизонтов.

Однако уже тогда на отдельных куполах и в межкупольных зонах промысловой площади Южной Эмбы были зарегистрированы глубокие отражения, связанные, как выяснилось впоследствии, с подсолевыми отложениями.

Наличие этих отражений на разобщенных участках обусловило проведение в 1950 г. опытных сейсморазведочных работ на профиле, проходящем через купола Акаткуль и Корсак, а также на профиле, пересекающем купол Асанкеткен (Авров и Баренбойм, 1951; Баренбойм, 1953). Наиболее интересные результаты были получены по сейсмическому профилю Акаткуль-Корсак (длиной 33 км); оказалось, что подсолевое ложе погружается в северо-западном направлении под углами, не превышающими 1—2° (глубина его залегания в районе Корсака достигает 5,5 км, а в районе Асанкеткена 6 км — см. фиг. 59 и 60), и не осложнено локальными дислокациями сколь-нибудь значительной амплитуды. Характерно, что опытные сейсморазведочные работы выявили наличие нескольких

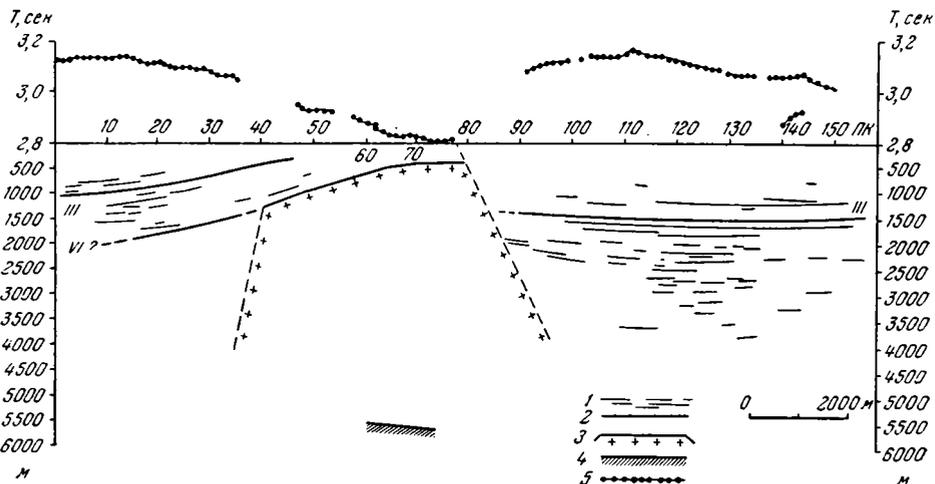
(до трех) отражающих горизонтов в подсолевых отложениях. Все они фиксировались довольно четкими импульсами, годографы их рисовались параллельно, поэтому глубина залегания подсолевого ложа определялась по положению верхнего горизонта.



Фиг. 59. Сейсмический профиль Акаткуль-Корсак (по М. И. Баренбойму, 1953)

1 — отражающие горизонты; 2 — основные отражающие горизонты (подошва неокома);
3 — кровля соли; 4 — подсолевой горизонт; 5 — годографы подсолевых горизонтов

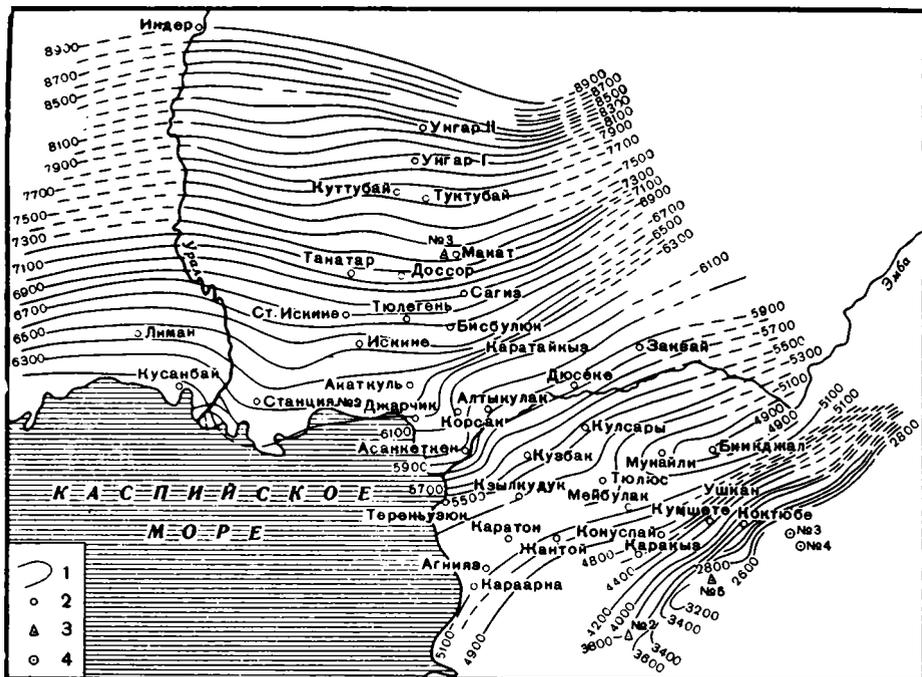
Уже первые данные о характере залегания подсолевого ложа имели принципиальное значение для суждения о природе как соляных куполов, так и всей Прикаспийской синеклизы в целом. В 1951 г. перед некоторыми сейсмическими партиями была поставлена задача систематиче-



Фиг. 60. Сейсмический профиль Асанкеткен (по М. И. Баренбойму, 1953)

1 — отражающие горизонты; 2 — основные отражающие горизонты; 3 — кровля соли;
4 — подсолевой горизонт; 5 — годографы подсолевых горизонтов

ской регистрации отражений от подсолевых горизонтов. В 1952 г. отражения от подсолевого ложа получили на куполах Итмурун, Круглый и Санкобай, расположенных в районе пос. Калмыково. Для изучения характера залегания подсолевого ложа в 1953 г. были проложены региональные сейсмические профили Конуспай — Косчагыл — Искине и Косчагыл — Терензююк. В 1954 г. была проведена сейсморазведка по ре-



Фиг. 61. Схема строения подсолевого ложа юго-восточной части Прикаспийской синеклизы (по М. И. Баренбойму, 1955)

1 — изогипсы по подсолевому ложу; 2 — точки наблюдения; 3 — опорные скважины; 4 — разведочные скважины

гиональным профилям Туктубай — Индер — Калмыково и Индер — Терекбай II. Данные, накопившиеся в результате этих работ, позволили М. И. Баренбойму (1955) составить схему строения подсолевого ложа юго-восточной части Прикаспийской синеклизы (фиг. 61).

Глубокая сейсморазведка показала, что от района соляного купола Тюлюс к излучине р. Эмбы в урочище Кандарал на глубине около 5 км прослеживается параллельное Южно-Эмбенскому региональному гравитационному максимуму незначительное поднятие подсолевого ложа, а на северо-запад отсюда, в промышленном районе Южной Эмбы и дальше, до куполов Индер и Санкебай, какие-либо дислокации подсолевого ложа отсутствуют. От пос. Калмыково, где в районе купола Санкебай подошва соленосной толщи кунгура прослеживается на глубине 9940 м, подсолевое ложе к промышленному району Южной Эмбы и далее, к северной периферии Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, воздымается под углами, не превышающими долей градуса (20—40'). Соответственно уменьшается глубина залегания подошвы соляного комплекса на куполах. Так, на Санкебае она равна 9940 м, на Индере — 8900 м, на Унгаре II — 8200 м, на Кутубае — 7650 м, на Макате — 7350 м, на Доссоре — 7200 м, на Сагизе — 6900 м, на Искине — 6500 м, на Акаткуле — 6200 м, на Кулсарах — 5400 м, на Тюлюсе — 5200 м, на Конуспае — 4800 м и, наконец, на Кумшете — 4200 м. На северной периферии Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума углы наклона подсолевого ложа возрастают до 1—2°, а в его приосевой части — до 10—15°, намечая северо-западный склон крупного поднятия докунгурских пород. Плоский свод последнего в общих чертах совпадает с осевой частью регионального гравитационного максимума.

Таким образом, имеющиеся к настоящему времени данные свидетельствуют об общем спокойном залегании подсолевого ложа на громадном пространстве от зоны Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума на юге до пос. Калмыково на севере. Это доказывается большим числом взаимно увязанных наблюдений как на отдельных куполах (купола, на которых были получены отражения от подсолевого горизонта, отмечены на фиг. 61), так и по упомянутым выше региональным сейсмическим профилям.

Характерно, что отражения от подсолевого горизонта отмечались на сводах соляных куполов, прослеживались почти непрерывно в межкупольных зонах и только на склонах соляных массивов их регистрация была непостоянной. При анализе накопившихся материалов удалось установить, что получение отражений от подсолевого горизонта и степень их коррелируемости на участках, отвечающих склонам соляных массивов, находится в прямой зависимости от крутизны последних. На участках, отвечающих относительно пологим, наклоненным под углами до $15-20^\circ$, склонам соляных массивов, к которым приурочены поднятые крылья куполов, отражения от подсолевого горизонта коррелируются почти непрерывно. На участках, отвечающих более крутым склонам соляных массивов, регистрируются лишь отрывочные отражения. Наконец, на участках, отвечающих еще более крутым, наклоненным под углами от 60 до 90° склонам соляных массивов, к которым приурочены опущенные крылья куполов, отражения от подсолевого горизонта вовсе не регистрируются (Баренбойм, 1953).

Попытаемся проанализировать правильность отнесения этого глубокого отражающего горизонта к поверхности подсолевых отложений. Прежде всего заметим, что на куполах с неглубоким залеганием соляного ядра фиксируются только отражения с большими временами пробега, в то время, как отражения с небольшими временами пробега, отвечающие кровле соли, отсутствуют. Поэтому объяснять наличие отражений с большими временами пробега (до $2,7$ сек на куполах и $3,3$ сек в межкупольных зонах) многократными отражениями от поверхности соли не представляется возможным. Не могут они быть связанными с горизонтами внутри соляных массивов куполов — этому противоречит их значительная протяженность при почти горизонтальном залегании, а также их наличие как на куполах, так и в межкупольных зонах. К тому же, по скважинам, вскрывшим отложения кунгура в промысловом районе Южной Эмбы, крайне редко отмечались в соли пропластки ангидрита или гипса незначительной мощности. Однако упругие свойства ангидрита и каменной соли близки, поэтому интенсивные отражения от границы раздела ангидрит — каменная соль получены быть не могут. Следовательно, глубокие отражения с большими временами пробега могут отвечать только горизонтам, залегающим ниже отложений кунгура.

В последнее время Э. Э. Фотиади (1956) высказал сомнение о всеместной приуроченности горизонта П к поверхности подсолевых отложений (подошве кунгура — кровле артинских отложений). Он считает, что горизонт П в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, на Тугаракчанском поднятии, приурочен к поверхности отложений карбона, ибо артинские отложения, по его мнению, там выклиниваются. Уже в северной части этой зоны возможны неоднократные «перескоки» горизонта П с одной поверхности в подсолевом комплексе на другую, так как выдержанная корреляция этого горизонта нарушается. Еще севернее, в межкупольных зонах, где, по мнению Э. Э. Фотиади, отсутствует такая мощная и однородная (по скорости) среда, как соль, выделение горизонта П зачастую оказывает

ся невозможным. Наконец, глубина горизонта П может быть заниженной из-за неизбежных ошибок в подборе средней скорости среды, лежащей выше этого горизонта. Основываясь на этом, Э. Э. Фотиади считает весьма вероятным, что во внутренних частях Прикаспийской синеклизы горизонт П отвечает не поверхности подсолевых отложений, а значительно более глубоким горизонтам осадочного покрова или даже поверхности кристаллического фундамента. Определенное подтверждение этим соображениям он находит в полученных соответствующими расчетами магнитных аномалий глубинах до поверхности фундамента, которые в северной части Хобдинской зоны оказались равными 7,5—9 км. Эти цифры, по мнению Э. Э. Фотиади, свидетельствуют о значительных колебаниях поверхности фундамента Прикаспийской синеклизы и позволяют предполагать, что к участкам наиболее глубоких прогибов, охарактеризованных наиболее интенсивными минимумами силы тяжести, приурочены наибольшие мощности отложений соленосного комплекса кунгура. К таким участкам Э. Э. Фотиади (1956, стр. 72) относит «...минимумы Индера, Лебяжинского, озера Челкара; на западе — это весьма интенсивные и обширные минимумы Баскунчака и Бисчохо, Эльтона и др.; на юге — Приморский (около Гурьева) и т. д. Последняя зона минимума располагается в пределах Северного Каспия, что свидетельствует о распространении соляных куполов под дном моря».

Некоторые из этих положений вызывают существенные возражения. Как мы увидим ниже, на Тугаракчанском поднятии горизонт П не приурочен к поверхности карбона, а отвечает поверхности отложений, которые были вскрыты опорной скв. № 5 непосредственно под базальными конгломератами кунгура и почти несомненно являются осадками артинского яруса. Отождествлять горизонт П с поверхностью карбона нет никаких оснований, так как отложения карбона залегают непосредственно под юрой на Торасайском поднятии и их поверхность фиксируется глубокими отражающими горизонтами «б» и «а». Их взаимоотношения с горизонтом П отчетливо видны на структурной карте по глубоким отражающим горизонтам Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума (см. фиг. 63). На северо-западном склоне Тугаракчанского поднятия по многочисленным сейсмическим профилям отражения от горизонта П регистрировались непрерывно и хорошо коррелировались. Поэтому возможность «перескока» горизонта П с одной поверхности подсолевого комплекса отложений на другую в изученной части зоны регионального максимума исключена.

Нельзя согласиться с доводами Э. Э. Фотиади об отсутствии соли в межкупольных зонах. Во многих из них по региональным сейсмическим профилям Конуспай — Косчагыл — Искине, Косчагыл — Тереньюзюк, Туктубай — Индер — Калмыково и Индер — Терекбкай П отражения от горизонта П прослеживались почти непрерывно. Глубины его залегания, как на смежных куполах, так и в разделяющих их междукупольных зонах, оказались близкими и закономерно возрастали на северо-запад и север. Поэтому на схеме строения подсолевого ложа наблюдается постепенная плавная смена сейсмоизогипс горизонта П. В случае же «перескока» отражения с одной поверхности подсолевого комплекса отложений на другую стройность схемы неизбежно была бы нарушена, и на ней в местах «перескока» фиксировались ступени или флексуры по горизонту П. Таких ступеней или флексур на схеме строения подсолевого ложа нет.

Наконец, если даже принять, что горизонт П в пределах солянокупольной территории отвечает не подошве кунгура, а значительно более глубоким горизонтам подсолевых отложений или даже поверхности кристаллического фундамента, то необходимо обосновать причины

отсутствия отражений от более высоких горизонтов разреза и, в том числе, от подошвы кунгура — кровли артинских отложений.

Несмотря на иногда значительные промежутки между точками наблюдений, достигающие 100—150 км, подсолевые отражения хорошо опознаются по форме записи. Их взаимная увязка не оставляет сомнений в том, что горизонт П от северо-западного склона Тугаракчана до Индера фиксирует положение единой поверхности, отвечающей подсолевому ложу. Многочисленными сейсмическими работами по методу преломленных волн на соляных куполах установлено, что граничная скорость кровли соли равна 4500—4600 м/сек. Чтобы судить о скорости распределения упругих колебаний в соли, был проведен сейсмокартаж опорной скв. № 3 (Мака́т) — в интервале 1000 м были произведены замеры по 20 точкам и определена средняя скорость, равная 4600 м/сек. Поскольку горизонт П прослеживается непосредственно под гидрохимическими отложениями кунгура, сомневаться в правильности определения средней скорости среды, лежащей выше этого горизонта, нет оснований.

Наконец, если в северной части Хобдинской зоны глубина залегания кристаллического фундамента равна 7,5—9 км, то в районе Индера она значительно превышает 8,9 км (глубину залегания подошвы кунгура — кровли артинских отложений). Это вовсе не противоречит выводу Э. Э. Фотиади о значительных колебаниях поверхности фундамента Прикаспийской синеклизы. В районе Хобдинской зоны, отличающейся повышенными значениями положительных аномалий силы тяжести, кристаллический фундамент несомненно залегает выше, чем в наиболее глубоких прогибах, для которых характерны наибольшие мощности гидрохимических осадков кунгура и наиболее интенсивные минимумы силы тяжести.

Возвращаясь к рассмотрению характера залегания подсолевого ложа в юго-восточной части Прикаспийской синеклизы, отметим, что на фоне его общего подъема к зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума соленосная, лагунная фация кунгура постепенно замещается сульфатно-терригенной, прибрежной. В том же направлении уменьшается интенсивность соляной тектоники, обуславливая соответственно изменения характера гравитационного поля. По левобережью р. Эмбы соляные купола построены еще достаточно сложно, причем глубина залегания их соляных ядер от поверхности не превышает 200—400 м, а наиболее приподнятые части их крыльев сложены породами средней юры или нижнего мела (на куполах Косчагыл, Кулсары, Тюлюс, Крык-мергень, Мунайли, Исек-джал и др.). Разделяющие их межкупольные депрессии выполнены мергельно-меловой толщей верхнего мела, реже — глинами палеогена. Однако к югу от куполов Тюлюс и Мунайли, уже в зоне положительных аномалий силы тяжести, среди поля сплошного развития спокойно залегающих отложений палеогена, только лишь в наиболее поднятых частях крыльев куполов появляется мел маастрихта (на куполах Конуспай, Кумшете, Ак-кереге и др.), а более низкие горизонты мезозоя отмечены только близ выходящего на поверхность ядра купола Карачунгул. За исключением Карачунгула, все купола зоны положительных аномалий характеризуются глубоким (до 2000 м и более) залеганием соляных массивов.

Анализ данных сейсморазведки показывает, что с изменением глубины залегания подсолевого ложа изменяется не только фациальный состав осадков кунгура, но и их мощность в соляных массивах куполов. Если на одном из крайних южных куполов Прикаспийской синеклизы — Азнагуле их мощность составляет 1150 м (заданная в его пределах опорная скв. № 2 по данным каротажа вскрыла кровлю кунгура на

глубине 2 725 м, а отражающий горизонт П в ее районе прослеживается в интервале глубин 3 850—3 900 м), то на куполе Кумшете она равна уже 2 200 м, на Кулсарах — 5 200 м, на Искине — 6 300 м, на Досоре — 7 000 м, на Индере — 8 900 м и, наконец, на Санкебае — 9 600 м. Закономерное увеличение мощности соли в соляных массивах куполов по мере погружения подсолевого ложа несомненно находится в прямой зависимости от первоначальной мощности гидрокимических осадков кунгура. Она возростала в том же северо-западном направлении и поэтому можно думать, что в кунгуре к северу от Индера располагались наиболее опущенные участки синеклизы.

Согласно с общим положим погружением подсолевого ложа в северо-западном направлении увеличивается и мощность надсолевых отложений в межкупольных депрессиях, хотя мощность мезокайнозойской части их разреза возрастает к югу, к зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума. Поэтому общее увеличение мощности надсолевых отложений в северо-западном направлении может происходить только за счет красноцветов верхней перми и нижнего триаса.

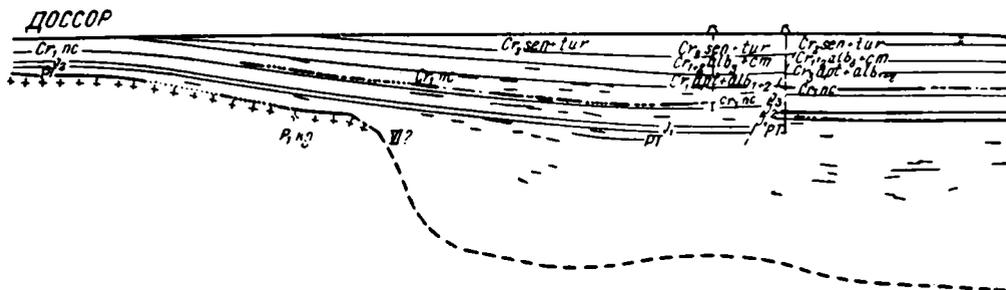
Значительная мощность отложений верхней перми была недавно доказана опорной скв. № 3 (Макат). Она была задана на периферии соляного купола Макат для изучения подсолевых отложений на структуре, которая наметилась по данным сейсморазведки на глубине порядка 2,5 км. Однако еще во время ее бурения региональные сейсмические профили показали, что в районе Маката подсолевое ложе прослеживается на глубине свыше 7 км (Баренбойм, 1953, 1955). При бурении опорной скважины выяснилось, что на глубине 2,5 км сейсморазведкой был зафиксирован нависающий край соляного массива купола Макат — соляной карниз (фиг. 62). По данным Г. Е.-А. Айзенштадта (1956), эта скважина прошла по обычному для промышленного района разрезу мела, юры и триаса («пермотриаса») и под песчанико-конгломератовой свитой нижнего триаса на глубине 1 220 м вошла непосредственно в породы сульфатно-терригенного комплекса кунгура («кепрок»), шла по соли кунгура около 1 200 м и на глубине 2 543 м врезалась в ранее неизвестную толщу терригенных и карбонатных пород, в которой и была остановлена при забое 2 735 м. Разрез этой толщи, по данным сейсморазведки, приближается к 2 000 м, но скважина прошла по ним всего лишь 282 м.

Непосредственно под соляным карнизом скважина вошла в красно-бурые плотные оскольчатые глины с прожилками и включениями светло-серого ангидрита. Ниже, на глубине 2 484 м, в них были отмечены прослой коричневатого-красного глинистого, иногда доломитизированного алевролита, а в интервале 2 491—2 496 м — красновато-коричневые алевритистые мергели. В интервале 2 500—2 604 м керн не был поднят, а ниже примерно до глубины 2 700 м преобладали красновато-коричневые неяснослоистые алевритистые глины с тонкими прослоями, гнездами и линзами серых песков и доломитов. В интервале 2 730—2 735 м скважина прорезала красновато-коричневые глинистые карбонатные тонкозернистые песчаники. Несмотря на неполный отбор керна общий характер литологического облика пород, вскрытых под соляным карнизом, улавливается достаточно отчетливо. В этих красноцветных терригенных и карбонатных породах были найдены лишь единичные, ближе не определимые остракоды. Однако почти несомненно, что с глубины 2 453 м до забоя скважина прошла по породам верхней перми.

Таким образом, опорная скв. № 3 (Макат) вошла в отложения триаса на глубине 1 038 м и была остановлена в породах верхней перми на глубине 2 735 м. Следовательно, мощность «пермотриаса» близ соляного массива купола Макат превышает 1 700 м. Следует думать, что в

межкуповых депрессиях мощность палеозойской (пермской) части «пермтриаса» будет составлять не менее 2,5 км.

Соляные карнизы, по данным сейсморазведки, имеются и на других соляных куполах, например на Сугуре (Айзенштадт, 1955). Если в дальнейшем подворачивание склонов соляных массивов на больших глубинах будет подтверждено бурением и на других куполах, что придется признать, что в верхней перми, а, возможно, и в нижнем триасе, в период накопления мощной толщи терригенных осадков «пермтриаса» в



Фиг. 62. Геологический профиль через район опорной скважины № 3 (Мака́т) с исполъ
1 — сейсмические горизонты; 2 — опорные сейсмические горизонты; 3 — сбросы по
положение кровли соли;

основном формировались массивы соляных куполов, вершины которых в мезозое и кайнозое испытывали менее интенсивные сводообразные поднятия.

Отчетливое сокращение мощности нижней части разреза надсолевых отложений (несомненно отвечающей осадкам верхней перми и нижнего триаса) по мере приближения к осевой зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума четко фиксируется по ряду сейсмических профилей (см. фиг. 57, 64). Следовательно, перестройки плана развития этой части Прикаспийской синеклизы в верхнепермское и нижнетриасовое время еще не было. Можно думать, что наиболее погруженная часть верхнепермского и нижнетриасового бассейна совпала с наиболее погруженной частью кунгурского бассейна и располагалась к северу от купола Индер.

Тектоника палеозойских отложений и рельеф их поверхности в осевой зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума

По мере приближения к осевой зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума расстояние, отделяющее подошву неокома (III отражающий горизонт) от подсолевого ложа, последовательно сокращается, и мы вступаем в пределы погребенного под мезозоем

линии потери корреляции горизонта С южный блок сводовой части Тугаракчанского поднятия опущен относительно северного блока.

К северу от наиболее приподнятой части свода Тугаракчанского поднятия, в начале ее северного склона, корреляция отражений от горизонта С прекращается. На сейсмических профилях этому участку обычно отвечает отрезок длиной до 400 м, в пределах которого отражения от глубоких горизонтов не были отмечены, и за ним уже фиксируются отражения от горизонта П. В районе перехода от свода Тугаракчанского поднятия к его северному склону горизонт П прослеживается ниже горизонта С и, несомненно, отвечает подошве кунгура — кровле артинских отложений. Расстояние между горизонтами С и П колеблется от 250 до 100 м и постепенно уменьшается к востоку, свидетельствуя о сокращении в этом направлении мощности отложений кунгура.

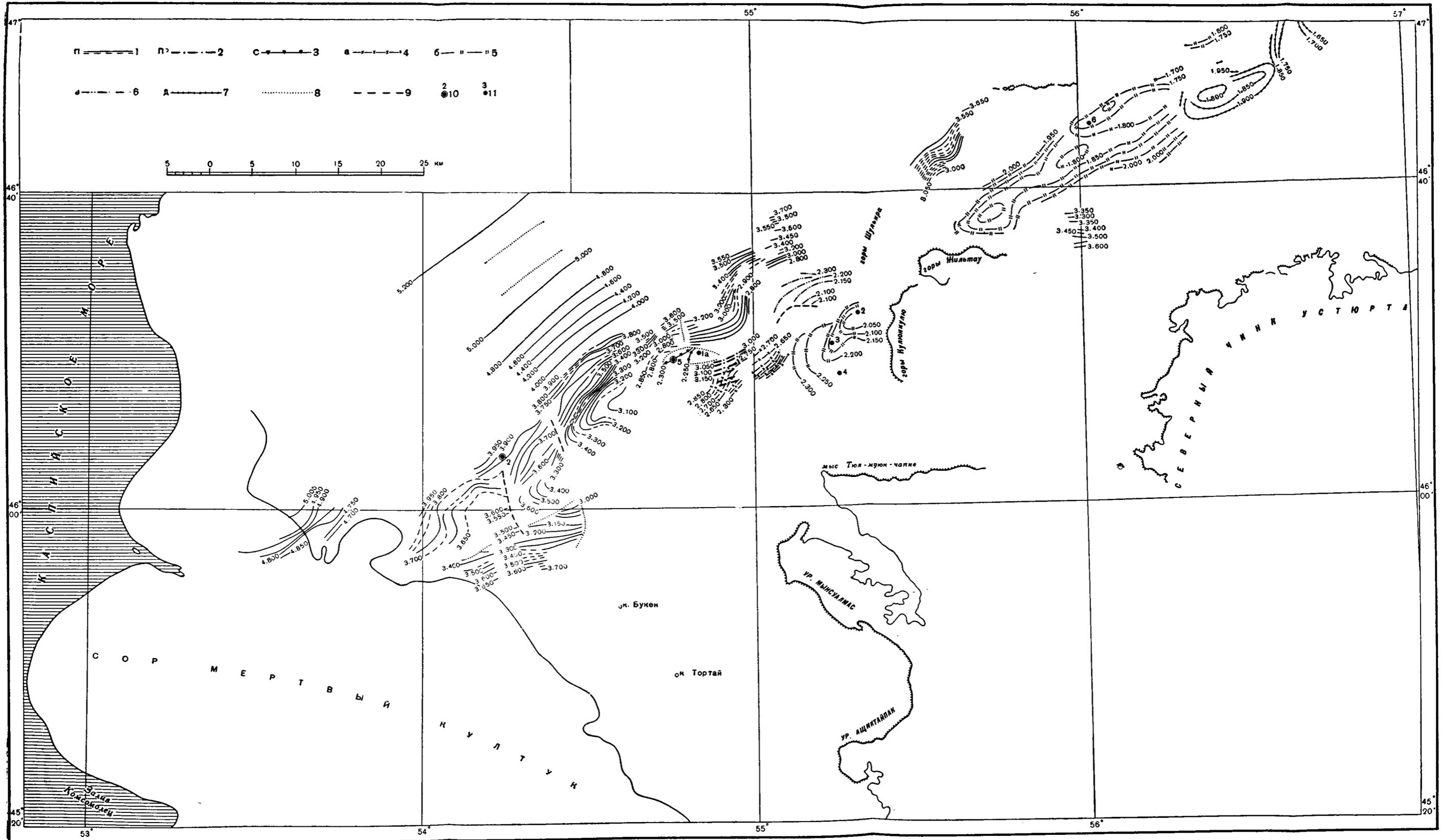
На северном склоне наиболее приподнятой части свода Тугаракчанского поднятия сейсмоизогиПС горизонта П простираются почти широтно и прослеживаются в интервале глубин 2400—3600 м. Углы наклона горизонта П в наиболее приподнятой части северного склона достигают 10—15°. Линией потери корреляции горизонта П, видимо отвечающей поперечному разлому небольшой амплитуды, северный склон разделен на два блока: восточный и западный. К западу от последнего, вероятно, проходит еще один поперечный разлом, о его наличии свидетельствует изменение глубины залегания горизонта П и смена простираения сейсмоизогиПС горизонта П с почти широтного на юго-западное.

К юго-западу от сводовой части Тугаракчанского поднятия намечается тенденция к периклинальному замыканию сейсмоизогиПС горизонта П. Если в 15 км от опорной скв. № 5 по направлению к опорной скв. № 2 этот горизонт был отмечен на глубине 3100 м, то еще в 15 км далее в том же направлении он погружается до глубины 3450 м, т. е. на 350 м при угле наклона до 1°20′.

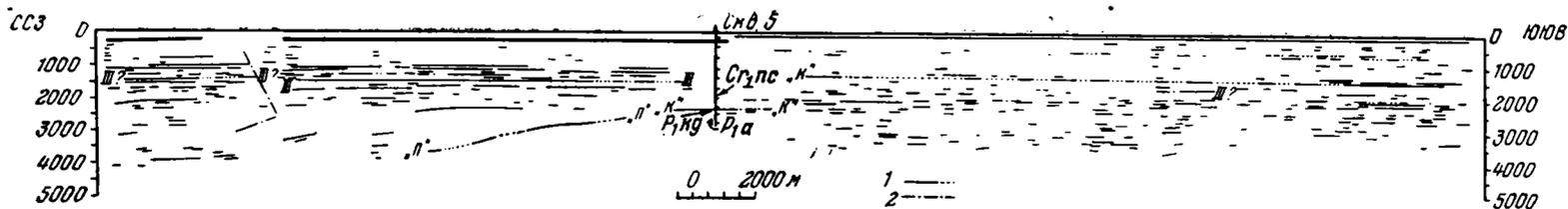
К северо-западу, в направлении к соляному куполу Суешбек горизонт П на расстоянии 12,5 км погружается до глубины 3900 м, т. е. на 800 м при угле наклона до 3°40′. Однако на фоне общего погружения горизонта П отмечается резкий флексурообразный перегиб его в интервале глубин 3200—3500 м — на расстоянии 2 км он погружается на 300 м при угле наклона до 8°40′. С глубины 3900 м горизонт П на расстоянии до 12,5 км погружается до 4800 м, т. е. на 900 м при угле наклона до 4°10′. Только лишь в 25 км на северо-запад начинается более пологое его погружение к промысловому району Южной Эмбы. Изгиб стратонизогиПС по горизонту П намечает юго-восточный склон описываемой переклинали, но далее к юго-востоку отражения от глубоких горизонтов получены не были, и характер их залегания остался невыясненным.

Юго-западнее, в районе опорной скв. № 2, отражения от горизонта П были получены в интервале глубин 3850—3900 м. От опорной скв. № 2 начинается довольно крутой подъем горизонта П в юго-западном направлении — на расстоянии около 12,5 км он воздымается с глубины 3850—3900 м до глубины 3300 м, т. е. на 550—600 м при угле наклона до 2°45′. Следуя по его восстанию, мы вступаем в пределы более погруженной части юго-западной переклинали Тугаракчанского поднятия, которая на северо-востоке, вероятно, ограничена поперечным разломом. Последний имеет северо-северо-западное простираение и амплитуду смещения по горизонту П, не превышающую 250—300 м.

Непосредственно к югу от опорной скв. № 2 и параллельно поперечному разлому, отмеченному выше, прослеживается еще один разлом. Амплитуда его незначительна, так как против замыкания сейсмоизогиПС 3600 м, к юго-западу от этого разлома, в осевой части локального

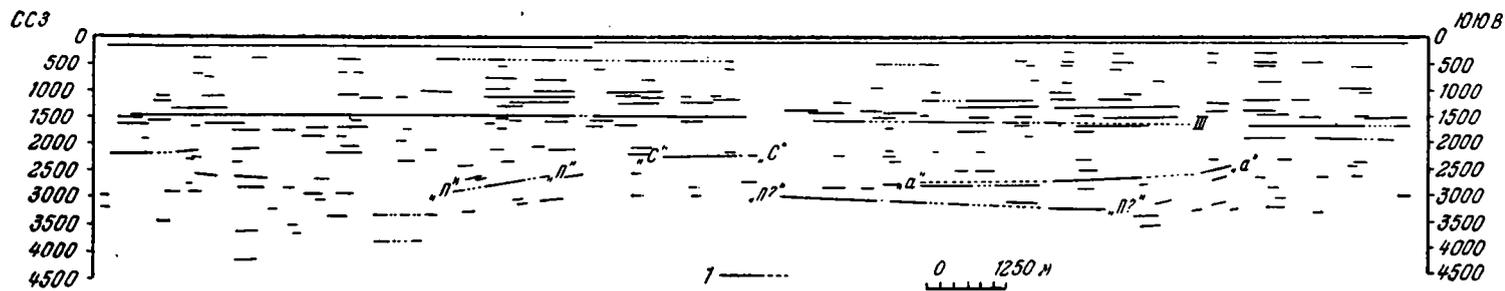


Фиг. 63. Структурная карта по глубоким отражающим горизонтам района Южно-Эмбенского гравитационного максимума (составлена Н. В. Неволиным по материалам Казахстанской геофизической конторы, 1956).
 Линии равных глубин горизонтов: 1 — П; 2 — Пр; 3 — С; 4 — а; 5 — б; 6 — в; 7 — д; 8 — потеря корреляции этих горизонтов. 9 — предполагаемая проекция пересечения сбросов с этими горизонтами; 10 — опорные скважины, 11 — скважины разведочного бурения



Фиг. 64. Тугаракчанское поднятие (район Южно-Эмбенского гравитационного максимума). Сейсмический профиль XI, 1952

1 — основные отражающие горизонты; 2 — предполагаемый сброс по сейсмическим данным



Фиг. 65. Тугаракчанское поднятие (район Южно-Эмбенского гравитационного максимума). Сейсмический профиль XIX, 1952

1 — отражающие горизонты

максимума Саргамыс, отражения от горизонта П были получены в интервале глубин 3600—3550 м. К северо-западу от осевой части Саргамыса горизонт П погружается на север и запад до глубины 3950 м, причем уже на северном побережье сора Мертвый Култук, в районе купола Маткен, отражения от него были получены в интервале глубин 4700—5000 м. К юго-востоку от осевой части Саргамыса прослеживается линия потеря корреляции горизонта П, которая ориентирована согласно с простиранием гравитационного максимума и, вероятно, отвечает продольному разлому. Характерно, что непосредственно к югу от периклинального замыкания сейсмоизогипс 3400—3600 м, за линией потери корреляции, отражения от горизонта П были получены с глубины, не превышающей 3000 м. С этой глубины горизонт П начинает погружаться в южном направлении, и последние отражения от него прослеживаются на глубине 3700 м. Погружение происходит достаточно круто — на расстоянии 10 км горизонт П погружается с глубины 3150 м до 3700 м, т. е. на 550 м при угле наклона до $3^{\circ}10'$.

Подводя краткие итоги сказанному выше, отметим, что Тугаракчанское поднятие от его наиболее приподнятой части, располагающейся в районе опорной скв. № 5, прослеживается, постепенно погружаясь на запад-юго-запад, на расстоянии около 80 км. Строение поднятия четко освещается поведением глубокого отражающего горизонта П, отвечающего подошве кунгура — кровле артинских отложений. Судя по характеру залегания этого горизонта, Тугаракчанское поднятие разбито на ряд блоков поперечными разломами, по которым отмечается ступенчатое горизонтальное смещение его юго-западной периклинали к югу. При этом оси отдельных блоков остаются параллельными друг к другу и оси Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума. Местами, в частности на локальных гравитационных максимумах Тугаракчан и Саргамыс, отмечаются продольные разломы. Наиболее четко сейсморазведкой освещен обращенный в сторону Прикаспийской синеклизы северо-западный склон Тугаракчанского поднятия, в наиболее приподнятой части которого (против опорной скв. № 5) наклон горизонта П достигает 10 — 15° .

Торасайское поднятие. К востоку от самой приподнятой части Тугаракчанского поднятия, около обращенных на запад склонов плато Кулюнкулю, сейсморазведкой было выявлено Торасайское поднятие по глубокому отражающему горизонту «б». Стратиграфическое положение этого горизонта в настоящее время определено достаточно точно. Он отвечает подошве отложений средней юры, трансгрессивно перекрывающих различные породы палеозоя. Заданные на Торасайском поднятии разведочные скв. № 2а, 3, 4 и 7 вскрыли подошву средней юры на глубинах 1950, 2045, 2160 и 2250 м, соответствующих глубине залегания горизонта «б» в их районе. Глубокое разведочное бурение показало, что Торасайское поднятие не отвечает погребенной антиклинальной палеозойской структуре, а приурочено к полосе выходов наиболее плотных пород палеозоя. Это заставляет очень осторожно подходить к вопросу о природе Торасайского поднятия, которое, вероятно, является структурой облекания.

Торасайское поднятие по горизонту «б» намечается в виде широкого полузамкнутого свода, ось его под углами до 1° погружается в юго-западном направлении. Северо-восточное продолжение свода осталось неосвещенным из-за невозможности проведения сейсморазведки на склонах плато Кулюнкулю.

Юго-восточный и северо-западный склоны Торасайского поднятия относительно пологи. От разведочной скв. № 3 горизонт «б» погружается на юго-восток под углами от 2 до 5° , но прослеживается только до

глубины 2200 м. В 1956 г. при дополнительных сейсморазведочных работах отражения от этого горизонта были получены юго-восточнее разведочных скв. № 3 и 4 и южнее плато Кулюкулю в интервале глубин 2450—2750 м.

От разведочной скв. № 2 горизонт «б» погружается на северо-запад под углами до 5—7° и, так же как и на юго-восточном склоне Торасайского поднятия, прослеживается до глубины 2200 м. Северо-западнее получены отражения от горизонта «в», который по интенсивности и положению относительно III отражающего горизонта (подшвы неокома) близок к горизонту «б». По горизонту «в» намечается поднятие, протягивающееся полосой до 5—7 км в ширину, ориентированной в восточном-северо-восточном направлении. В сводовой части этого поднятия горизонт «в» прослеживается на глубине 2100 м от поверхности. С юга сводовая часть поднятия по горизонту «в», по-видимому, ограничена изогнутой линией сброса, за которой отражения от глубоких горизонтов отмечены не были. В северо-западном направлении горизонт «в» погружается до глубины 2300 м под углами не более 1°30'—3°.

Характерно, что северо-западнее поднятия по горизонту «в» с глубины 2800 м начинают прослеживаться отражения от горизонта П. Протягиваясь от северного склона сводовой части Тугаракчанского поднятия, сейсмоизогины горизонта П близ меридиана 55° меняют свое широтное простираие на меридиональное, но затем вновь отклоняются к востоку, как бы огибая поднятие, намечающееся по горизонту «в». Непосредственно к северу от поднятия горизонт П погружается в северо-северо-западном направлении на расстоянии 11 км до глубины 3700 м, т. е. на 900 м при угле наклона до 4°30'.

Юго-западнее Торасайского поднятия сейсморазведкой были получены отражения от горизонта «а», но его стратиграфическое положение определить не удалось. Расположение горизонтов «б» и «а» на структурной карте по глубоким отражающим горизонтам (см. фиг. 63) дает основание предполагать, что они являются близкими и, по-видимому, отвечают одной поверхности. Действительно, западнее разведочной скв. № 3 последние отражения от горизонта «б» прослеживаются на глубине 2300 м. Еще несколько западнее получены отражения от горизонта «а», который с глубины 2300 м погружается на северо-запад под углами 5—10° и прослеживается до глубины 2850 м. Отметим, что сейсмоизогины «а» простираются в восточном-северо-восточном направлении согласно с основным простираием сейсмоизогины по глубоким отражающим горизонтам района Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума.

В зоне отражений от горизонта «а» прослеживаются отражения еще от одного, более глубокого горизонта. Последний был отмечен на глубине 3000 м к югу от сводовой части Тугаракчанского поднятия за линией потери корреляции горизонта С, которая, очевидно, отвечает продольному разлому. Этот горизонт был назван горизонтом «П?», вероятно, потому, что глубина его залегания на данном участке близка к глубине залегания горизонта П на северном склоне сводовой части Тугаракчанского поднятия. Однако, если горизонты «а» и «б» тождественны, то горизонт «П?» отвечает какой-то выдержанной поверхности раздела внутри отложений палеозоя (см. фиг. 65). Характерно, что горизонт «П?» наклонен в южном направлении, несогласно по отношению к наклону горизонта «а» и на расстоянии 6 км погружается до глубины 3250 м, т. е. на 250 м при угле наклона до 2°20'.

Таким образом, если Тугаракчанское поднятие в основном выявляется по характеру залегания подошвы кунгура — кровле артинских отложений (горизонта П), то Торасайское поднятие намечается по подош-

ве средней юры (горизонтам «б» и «а»), которая отражает рельеф палеозойских пород. Судя по протяженности и простиранию сейсмоизогипс горизонтов «б» и «а», северо-западный склон Торасайского поднятия прослеживается на расстоянии до 50 км в направлении, параллельном оси Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума. Соотношения между Торасайским поднятием и поднятием по горизонту «в» еще не ясны, но не исключено, что последнее располагается на северо-восточном продолжении Тугаракчанского поднятия.

Жанасуйское (Диарское) поднятие. Северо-восточнее Торасайского поднятия, за обрывами плато Жильтау вновь начинают прослеживаться отражения от горизонта, который может быть отождествлен с горизонтом «б». Следовательно, выявленное сейсморазведкой Жанасуйское (Диарское) поднятие имеет ту же природу, что и рассмотренное выше Торасайское поднятие.

Плоский свод Жанасуйского поднятия, постепенно расширяющийся к востоку-северо-востоку, прослеживается на протяжении до 70 км. В его южной части обособляется небольшое овальное поднятие, оконтуренное изогипсой 1800 м. Протяженность его длинной оси, ориентированной согласно с осью основного поднятия, достигает 15 км, а короткой — 5 км. В 30 км к востоку-северо-востоку от него (вдоль оси основного поднятия) намечается второе овальное поднятие. Оно также оконтурено изогипсой 1800 м, но протяженность его длинной оси достигает 20 км. Непосредственно к северу от этого поднятия, в районе разведочной скв. № 6 замыканием изогипс 1800 и 1750 м намечается продолжение подьема горизонта «б». Последний в северной части локального гравитационного максимума Диар оконтуривает узкое поднятие, ось которого, постепенно воздымаясь, от разведочной скв. № 6 прослеживается сначала на восток-северо-восток, но затем постепенно отклоняется к востоку.

К северо-западу и юго-востоку от плоского свода Жанасуйского поднятия происходит пологое погружение горизонта «б». Последний на северо-западном крыле поднятия погружается наиболее круто против суженной части его свода, разделяющей отмеченные выше овальные локальные поднятия. На расстоянии около 7,5 км он погружается с глубины 1850 до 2000 м, т. е. на 150 м при угле наклона до $1^{\circ}10'$. Так же полого горизонт «б» погружается на юго-восток, причем против локального гравитационного максимума Диар последние отражения от него были получены с глубины 2050 м.

Непосредственно к северу от обрывов плато Жильтау, между горами Шулькра и пологими куэстами урочища Тас-кабак, вновь прослеживаются глубокие отражения от горизонта, который, вероятно, отвечает горизонту П северо-западного склона Тугаракчанского поднятия. Отражения от этого горизонта прослеживаются на небольшой площади, в пределах которой глубина его залегания увеличивается к северо-западу от 3000 до 3550 м на расстоянии 7 км, т. е. на 550 м при угле наклона до $4^{\circ}30'$.

Подобные же отражения были отмечены на далекой периферии юго-восточного склона Жанасуйского поднятия. Следуя на юг вдоль меридиана 56° , отражения от горизонта, отвечающего горизонту П, были впервые зафиксированы на глубине 3350 м и наблюдались до глубины 3600 м. На расстоянии 8 км этот горизонт погружается всего лишь на 250 м и углы его наклона не превышают $1^{\circ}50'$.

К северо-востоку от локального гравитационного максимума Диар в интервале глубин 1750—1800 м были отмечены отражения от горизонта, отождествляемого с горизонтом «б». Они намечают восточное продолжение северо-западного крыла Жанасуйского поднятия.

К юго-востоку от локального гравитационного максимума Диар оконтуривается пологое поднятие по горизонту «д», стратиграфическое положение которого и взаимоотношения с горизонтом «б» еще не определены. В плане поднятие по горизонту «д» имеет овальные очертания, причем ось его ориентирована согласно с осью локального гравитационного максимума Диар, но смещена относительно ее на 7,5 км к югу. В своде этого поднятия горизонт «д» прослеживается на глубине 1800 м, а на склонах последние отражения от него были получены с глубины 1950 м.

К востоку от северо-восточной периклинали поднятия по горизонту «д» (от периклинального замыкания стратоизогипс 1850 и 1900 м) намечается новый подъем этого отражающего горизонта до глубины 1650 м от поверхности. Стратоизогипсы горизонта «д» здесь протягиваются в субмеридиональном направлении, образуя тупой угол с простиранием осей поднятий по горизонтам «д» и «б», а следовательно, и с простиранием оси Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума. Восточнее сейсморазведка не производилась, и характер залегания глубоких отражающих горизонтов в зоне сочленения Южно-Эмбенского и Чушкакульского региональных гравитационных максимумов остался пока неосвещенным.

Заканчивая рассмотрение глубоких отражающих горизонтов в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, отметим, что все поднятия, выявленные в его пределах — Тугаракчанское, Торасайское и Жанасуйское, вытянуты линейно и имеют однообразное восточно-северо-восточное простирание, параллельное оси Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума.

Характерно, что между глубиной залегания поверхности плотных докунгурских пород в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума и величиной локальных аномалий силы тяжести, отмеченных в его пределах, наблюдается обратная зависимость. Глубина залегания плотных докунгурских пород уменьшается в восточно-северо-восточном направлении (от Саргамыса к Диару). В том же направлении происходит плавное снижение положительных значений аномалий силы тяжести. Так, в пределах локального гравитационного максимума Саргамыс глубина залегания кровли артинских отложений, по данным сейсморазведки, превышает 3000 м. На северной периферии локального гравитационного максимума Тугаракчан опорная скв. № 5 подсекла кровлю артинских отложений на глубине 2608 м. Заданная близ западных обрывов плато Кулюнкулю скв. № 2 вскрыла под отложениями средней юры плотные породы палеозоя на глубине 1950 м. Наконец, поверхность палеозоя в пределах локального гравитационного максимума Диар прослеживается на глубине порядка 1700 м. Значения аномалий силы тяжести в том же направлении снижаются от Саргамыса и Тугаракчана к Диару и Терескену. Отсюда следует, что распределение аномалий вдоль оси регионального максимума зависит от более глубоких горизонтов разреза, вероятно, от глубины залегания и характера пород докембрийского складчатого основания.

Характер разреза палеозойских отложений в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума

Рассмотрим теперь кратко характер разреза палеозойских (докунгурских) отложений в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума. Их наиболее древние горизонты были вскрыты

на Торасайском поднятии разведочной скв. № 7, которая на глубине 2250 м вошла в отложения верхнего девона. По данным Р. И. Грачева (1959), они представлены чередованием тонких (от 1 до 10—20 см) прослоев буровато-серых и коричневато-фиолетовых уплотненных известковистых тонкослоистых глин и зеленовато-серых слабо известковистых тонкозернистых, реже неравномернозернистых полимиктовых песчаников с глинистым цементом. Характерно присутствие большого количества зерен хлорита и зеленых слюд, которые придают песчаникам зеленую окраску. В них содержатся также зерна сфена, полевых шпатов, немногочисленные зерна кварца и обломки яшмовидных пород, глинистых, кварцитовидных, серицито-хлоритовых и хлоритово-кварцевых сланцев, а также обломки эффузивных пород кислого и среднего ряда. В глинах нередко наблюдаются зеркала скольжения. Углы наклона слоев различны и достигают 50°.

В глинах встречаются многочисленные остракоды семейства *Entozozidae*, редкие пелециподы *Posidonia venusta* Mü n s t. и *Buchiola* sp., а в песчаниках — те же пелециподы и растительный детритус, среди которого различаются перышки *Archaeopteris* (?) sp. Наличие этих органических остатков свидетельствует о верхнедевонском — франском или фаменском возрасте заключающих их слоев. Аналогичные по облику породы того же возраста в разрезах Русской платформы неизвестны. В то же время отложения, вскрытые разведочной скв. № 7, по литологической характеристике и условиям залегания напоминают верхи девона самых западных, приплатформенных частей Зилаирского синклинория.

Над ними в разрезе разведочной скв. № 7 Р. И. Грачев условно выделил отложения лихвинского горизонта турне, представленные небольшой по мощности (до 50 м) пачкой переслаивающихся серых глин, тонкозернистых полимиктовых песчаников и глинистых известняков. Материал по скважине не дает возможности судить о характере контакта между этими сероцветными породами и нижележащими фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего девона. Установлено только, что углы наклона слоев этой пачки несколько меньше и не превышают 25°. Фауна отсутствует, и только в глинах удалось обнаружить спорово-пыльцевой комплекс, характерный для низов турне (в нижележащих породах верхнего девона присутствует смешанный комплекс спор и пыльцы, в котором наряду с видами, характерными для девона, обнаружены виды, известные из отложений карбона).

Более высокие горизонты нижнего карбона были вскрыты в 4 км севернее разведочной скв. № 4. К ним, по данным спорово-пыльцевого анализа, должна быть отнесена мощная (более 250 м) толща сероцветных терригенных пород. В нижней части ее разреза выделяются осадки чернышинского подъяруса турне, представленные чередованием тонких прослоев известковистых глин, алевролитов и разнозернистых (до крупнозернистых) песчаников с кремнистым цементом. В песчаниках встречаются неопределимые отпечатки флоры. В нижних слоях пройденного скважиной разреза появляются прослойки сильно сцементированного оскольчатого микроконгломерата. Мощность отложений чернышинского подъяруса превышает 70 м.

Выше выделяются отложения угленосного (сталиногорского) горизонта яснополянского подъяруса визе, представленные толщиной непрерывного чередования глин, песчаников, гравелитов и конгломератов. Для ее разреза в целом характерно наличие неровных поверхностей контактов слоев и карманов, заполненных грубым материалом, а также присутствие обломков древесины, как правило, разноориентированных и углефицированных. В то же время в ее разрезе отсутствуют карбо-

натные породы и карбонатный цемент, не наблюдается следов метаморфизма и ее породы слабо уплотнены и не рассланцованы. Ее песчаники, обычно разномзернистые и полимиктовые, по минералогическому составу резко отличаются от песчаников верхнего девона — в них отсутствуют зерна сфена, почти отсутствуют зерна хлорита и зеленых слюд, в значительно меньших количествах встречаются зерна полевых шпатов и наибольшее значение приобретают обломочные зерна кремнистых пород (до 80—90%). Гравелиты и конгломераты этой толщи сцементированы кремнистым или каолинистым цементом и состоят преимущественно из гальки черных кремнистых пород, обычно угловатой, иногда даже остроугольной. Вниз по разрезу количество прослоев конгломератов заметно уменьшается, и низы рассматриваемой толщи представлены уже чередованием прослоев глин и песчаников с слабо волнистой горизонтальной слоистостью.

В отложениях этой толщи, помимо спорово-пыльцевого комплекса, характерного для угленосного (сталиногорского) горизонта, были встречены отпечатки *Asterocalamites cf. transitronis* R o e m.

Литологически близкие отложения чернышинского подъяруса турне и угленосного (сталиногорского) горизонта яснополянского подъяруса визе были объединены Р. И. Грачевым в так называемую южноэмбенскую свиту. Отметим, что углы наклона ее слоев уже не превышают 10—14°. По своей литологической характеристике и мощности отложения южно-эмбенской свиты существенно отличаются от обычного разреза одновозрастных отложений нижнего карбона Русской платформы.

Однако для более высоких горизонтов карбона, которые были вскрыты в 7 км севернее разведочной скв. № 3, мы находим уже определенные черты сходства с разрезами Русской платформы. Эта скважина была остановлена в отложениях тульского горизонта, представленных тонким чередованием микрослоистых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Аргиллиты этого горизонта обычно известковисты, переслаиваются с тончайшими прослойками глинистых известняков и содержат, наряду с обуглившимся растительным детритусом, обломки створок брахиопод. В алевролитах и песчаниках встречаются зерна и мелкие галечки черных кремнистых пород. Наконец, в разрезе горизонта отмечено несколько прослоев конгломератов с неотсортированной и некатанной галькой черных кремнистых пород, яшмы и реже известняков, скрепленной кремнистым цементом. Возраст его отложений достаточно точно определен по находкам фораминифер. Мощность тульского горизонта в данном разрезе превышает 40 м.

Выше залегают известняки окского подъяруса, представленного всеми тремя его горизонтами: алексинским, михайловским и веневским. К алексинскому горизонту относятся серые и буровато-серые крупнокристаллические и пелитоморфные известняки, содержащие тонкие прослойки серых глин, обогащенных растительным детритусом. В основании их разреза наблюдается рассеянная галька черных кремнистых пород. Помимо фораминифер, характерных для алексинского горизонта разрезом Русской платформы, в известняках были обнаружены *Striatifera* sp. и *Linoproductus* sp. Мощность алексинского горизонта достигает 200 м.

Верхняя часть окского подъяруса (отложения веневского и михайловского горизонтов) представлена серыми и светло-серыми крупнокристаллическими, иногда стилолитовыми известняками. В них встречаются многочисленные фораминиферы, а также *Spirifer* sp. и *Striatifera striata* (F i s c h.). Суммарная мощность верхней части окского подъяруса достигает 110 м.

Выше выделяются отложения серпуховского подъяруса вize и нижнего намюра (нерасчлененные отложения протвинского и стешевского горизонтов), представленные светло-серыми и кремовыми пелитоморфными, иногда органогенно-обломочными известняками. В средней части их разреза отмечены белые известняки, содержащие окатанную гальку темных шламмовых известняков. По разрезу встречаются *Striatifera striata* (Fisch.), *Athyris* cf. *expansa* Phill., а также многочисленные зоштаффеллы и архедискусы. Суммарная мощность обоих горизонтов составляет 125 м.

Отложения башкирского яруса среднего карбона в разрезе разведочной скв. № 3 не установлены. Не исключено, что к ним следует условно относить прослеживающуюся в кровле нижележащих слоев пачку (до 30 м мощностью) серых брекчиевидных известняков с примазками зеленых глин. В таком случае мощность серпуховского подъяруса нижнего карбона будет равна не 125 м, как было указано выше, а 95 м.

Над упомянутой пачкой серых брекчиевидных известняков выделяются отложения московского яруса. Тектонический анализ их разреза был дан А. Л. Яншиным (1955) и, поэтому, ниже приведена лишь краткая литологическая характеристика.

К отложениям верейского горизонта этого яруса условно отнесена пачка пород до 50 м мощностью. Судя по единственному образцу керна, они представлены слабо сцементированными среднегалечными конгломератами, состоящими из плохо окатанной гальки темно-серых кремнистых пород, редкой гальки кварца, известняков и обломков серых грубозернистых песчаников.

Выше выделяются отложения каширского горизонта того же яруса, представленные серыми пелитоморфными, а в отдельных прослоях органогенно-обломочными и фораминиферо-криноидными известняками, заключающими тонкие прослойки темно-серых глин. Мощность известняков этого горизонта достигает 60 м.

В основании разреза подольского горизонта того же яруса выделяется пачка известняков, содержащих гальку конгломератов и песчаников. Вверх по разрезу следует чередование розовых, красно-коричневых, реже серых ложнобрекчиевидных и пелитоморфных песчаных известняков и известковистых мелко- и среднезернистых песчаников. Наконец, верхняя часть подольского горизонта представлена терригенными породами — светло-зелеными и светло-серыми, слабо сцементированными тонкозернистыми полимиктовыми песчаниками, реже серыми и темно-серыми глинами и глинистыми сланцами с отпечатками флоры, а также глинистыми известняками. По минералогическому составу песчаники, встреченные в верхней части разреза подольского горизонта, близки к песчаникам нижнего карбона (южноэмбенской свиты). Мощность подольского горизонта достигает 240 м.

Мячковский горизонт московского яруса представлен розовато-серыми и пятнистыми (розовыми и вишневыми, реже светло-серыми и почти белыми) стилолитовыми органогенно-обломочными и фораминиферо-криноидными известняками до 100 м мощности.

Выше разведочная скв. № 3 пересекла низы верхнего карбона — аналоги протритицитовых слоев Русской платформы. В основании их отмечены обломочные известняки — конгломераты с галькой метаморфических пород. Выше залегают светло-серые и кремовые органогенно-шламмовые, фораминиферо-криноидные и водорослевые известняки, в некоторых прослоях подвергшиеся доломитизации в стадии диагенеза. Мощность отложений верхнего карбона, сохранившихся от размыва, достигает 200 м.

Над ними прослеживается пачка терригенных пород, представленных светло-зелеными глинистыми песчаниками с прослоями брекчий и конгломератов, состоящих из обломков и гальки кремнистых пород и известняков. Такие же по облику породы были встречены в кровле разреза палеозоя разведочной скв. № 2. В этой пачке терригенных пород наблюдались лишь переотложенные фораминиферы среднего и нижнего карбона, поэтому ее возраст был весьма условно определен Р. И. Грачевым как нижнеартинский. Ее мощность не превышает 50—80 м.

Более полный разрез отложений, также условно отнесенных к артинскому ярусу, был вскрыт опорной скв. № 5 в интервале 2608—2810 м. На глубине 2810 м она была остановлена в мощной толще терригенных пород. Нижняя, полностью не пройденная часть ее разреза представлена чередованием темно-серых глин, серых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В ее глинах рассеян мельчайший растительный детритус и встречаются обломки иглокожих и ближе неопределимых мелких пелеципод. Ее песчаники обычно тонкозернистые, известковистые и плотные. Наконец, ее конгломераты и гравелиты состоят из плохо окатанной мелкой гальки темно-серых кремнистых пород, скрепленной глинистым или песчано-глинистым цементом.

Выше в разрезе опорной скв. № 5 выделяется пачка серых сильно перекристаллизованных, зачастую мелкокавернозных доломитов до 110 м мощности. Вверх по разрезу ее сменяет пачка серых глинистых и доломитизированных известняков до 33 м мощности.

Разрез отложений, условно отнесенных к артинскому ярусу, заканчивается пачкой темно-серых, почти черных глин, содержащих прослой серых мелкозернистых песчаников с баритовым цементом. Мощность этой пачки не превышает 18 м.

Выше в опорной скв. № 5 прослеживается толща до 302 м мощностью, в разрезе которой закономерно (ритмично) чередуются ангидриты, глины и песчаники, а в кровле появляются маломощные прослой калийных солей.

В основании этой толщи Р. И. Грачев выделил пачку гравелитов и мелкогалечных конгломератов, в карбонатном цементе которых заключена угловатая галька черных кремнистых пород, реже — галька кварца и органогенных известняков. Среди гравелитов и конгломератов встречаются подчиненные прослой песчаников и темно-серых известковистых глин. Мощность этой базальной пачки не превышает 20 м.

Залегающие над ней отложения, пройденные опорной скв. № 5 в интервале 2306—2588 м, Г. Е.-А. Айзенштадт (1956) подразделяет на четыре пачки по соотношению ангидритов и терригенных пород. По его данным, над пачкой гравелитов и мелкогалечных конгломератов выделяется пачка ангидритов, содержащих многочисленные прослойки алевритистых известковистых глин. Ее мощность достигает 148 м.

В разрезе вышележащей пачки закономерно чередуются мощные (до 10—15 м) пласты ангидритов с пластами алевритистых глин, алевритов, песчаников, мергелей и известняков (до 5—6 м мощностью). В основании ее явно преобладают ангидриты. Ее мощность достигает 65 м.

Выше прослеживается пачка преимущественно терригенных пород — глин, алевролитов, песчаников и мелкогалечных конгломератов со слабо окатанными гальками кремнистых пород и кварца, от 0,5 до 4 мм в поперечнике. В ее разрезе лишь изредка встречаются подчиненные прослой ангидритов. Ее мощность не превышает 30 м.

В кровле рассматриваемой толщи залегают пачка, в разрезе которой преобладают ангидриты. В ней выделяются три мощных (до 8—12 м) пласта ангидрита и разделяющие их два пласта терригенных пород (до

5—8 м). В некоторых прослоях этой пачки наблюдается тонкое пере-слаивание серых ангидритов и темно-серых глин, то подчиненных, то преобладающих над ангидритами. Наконец, в ее разрезе встречаются маломощные прослои калийных солей. Ее мощность не превышает 39 м.

Над сульфатно-терригенными породами в разрезе опорной скв. № 5 прослеживается пачка пестроцветных глин «пермотриаса» до 16 м мощностью.

Залегающая под этими глинами толща ритмично чередующихся сульфатных и терригенных пород отвечает широко распространенным в пределах Прикаспийской синеклизы гидрохимическим осадкам кунгура. Этот вывод подтверждается данными сейсморазведки, ибо подошва этой толщи соответствует глубокому отражающему горизонту П, отождествляемому в юго-восточной части Прикаспийской синеклизы с подошвой кунгура — кровлей артинских отложений. Напомним, что к северо-востоку от опорной скв. № 5, на Торасайском и Жанасуйском поднятиях, судя по разрезам разведочных скв. № 2а, 3, 4, 7 и данным сейсморазведки, отложения средней юры залегают уже непосредственно на докунгурских породах палеозоя. Таким образом, в восточной части Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, там, где породы палеозоя наиболее приближены к поверхности, отложения кунгура выклиниваются.

Возвращаясь к рассмотрению докунгурских отложений палеозоя зоны Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, отметим, что по мощности, формационному характеру и составу фауны отложения карбона, вскрытые разведочной скв. № 3, являются типично платформенными осадками (Яншин, 1955). При этом их залегание близко к горизонтальному и только в отложениях подольского горизонта отмечаются наклоны слоев, не превышающие 6—7° (Калинин, 1954). Они резко отличаются от морской молассовой формации среднего и верхнего карбона Актюбинского Приуралья (Руженцев, 1937; Хворова, 1937) и в то же время по формационному характеру и мощностям приближаются к разрезам некоторых плакантиклиналов востока Русской платформы (табл. 1). Укажем, что мощность верхнего и среднего карбона соответственно равна в разрезах Актюбинского Приуралья — 1200—1500 и 550—600 м, в разрезах Донбасса — 1500 и 1500—2500 м, а на Торасайском поднятии зоны Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума — 200 и 480 м.

Заданная в 7 км южнее разведочная скв. № 4 вошла в отложения палеозоя примерно на той же глубине, что и разведочная скв. № 3 (скв. № 3 — на глубине 2045 м, скв. № 4 — на глубине 2160 м). При сравнительно пологих углах наклона, зафиксированных в отложениях карбона, разведочная скв. № 4 неизбежно должна была пересечь слои, вскрытые разведочной скв. № 3. Однако разведочная скв. № 4 непосредственно из средней юры вошла в более низкие горизонты нижнего карбона, существенно отличающиеся по мощности и фациальному облику от отложений нижнего карбона, пройденных разведочной скв. № 3.

Отложения низов визе и верхов турне, вскрытые разведочной скв. № 4, по мощности резко отличаются от разновозрастных отложений, участвующих в разрезе плакантиклиналов востока Русской платформы (табл. 1). По фациально-литологическим особенностям они приближаются к осадкам зилаирской формации. Наконец, отложения верхнего девона, вскрытые разведочной скв. № 7, как уже было отмечено выше, напоминают верхи девона Зилаирского синклинория. В 1958 г. к востоку-северо-востоку от этих скважин, на Жанасуйском поднятии, близ северного подножия плато Жиль-тау разведочная скв. № 10 пересекла аргиллиты, перемежающиеся с конгломератами, конгломераты и вновь

Сравнение мощностей (в метрах) разрезов карбона зоны Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума и некоторых плакантиклиналов востока Русской платформы

Отложения карбона	Торасайское под- нятие	Краснокамско- Полазненский район	Восточная Та- тария	Самарская Лука
	Развед. скв. № 3			
Верхний карбон	200	240	205—230	124—136
Средний карбон:	100	76	130—150*	140—151*
Мячковский горизонт				
Подольский горизонт	240	69	90—100	144—149
Каширский горизонт	60	67	74—88	84—91
Верейский горизонт	50	38	27—55	48—52
Московский ярус (общая мощ- ность)	450	250	321—393	416—443
Башкирский ярус	30 (?)	45—88	—	10—12
Средний карбон) общая мощность)	480	295—338	321—393	426—455
Нижний карбон—до угле- носного горизонта	445	223—236	201—345	297—314
	Развед. скв. № 4			
Угленосный (сталиногор- ский) горизонт	780	53	0—163	37
Турнейский ярус	70	100	40—170	54

* Включая «ведекинделлиновый» горизонт.

аргиллиты фаменского яруса. Заданная от нее в 3 км к юго-востоку разведочная скв. № 11 вошла в аргиллиты и известковистые аргиллиты фаменского яруса, а затем — в известняки и аргиллитово-конгломератные породы верхов франского яруса. Судя по разрезам этих скважин, мощность отложений верхнего фамена достигает 1400 м, а углы падения в породах верхнего девона — 20—30°, увеличиваясь в известняках франского яруса до почти вертикальных. Можно думать, что преимущественно терригенные породы нижнего карбона и верхнего девона, вскрытые скв. № 4, 7, 10 и 11 непосредственно под отложениями юры, входят в состав граувакковой (аспидной) формации внешнего прогиба южных субширотных герцинид. Между тем разведочная скв. № 3, заданная в осевой части Торасайского поднятия, как уже было отмечено, вскрыла под отложениями юры весьма полого лежащие породы верхнего и среднего карбона, а так же породы виле, являющиеся типично платформенными осадками. Резкая смена степени дислоцированности, порядка мощностей и фациального облика хотя и разных, но близких по возрасту горизонтов карбона говорит о наличии четкой тектонической границы раздела, проходящей вдоль оси Торасайского поднятия и регионального гравитационного максимума (между разведочными скв. № 3 и 4 и севернее разведочной скв. № 10). Не исключено, что эта граница раздела отвечает разлому более глубокого и древнего заложения, который намечается по данным магнитометрии и на данном участке определяет положение южного края Русской платформы.

**Характер залегания
и мощности мезокайнозойских отложений
в зоне Южно-Эмбенского регионального
гравитационного максимума**

В западной части зоны Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума мезокайнозойские отложения моноклинально погружаются в южном направлении, противоположном наклону кровли артинских отложений на северо-западном склоне Тугаракчанского поднятия. В восточной части зоны регионального гравитационного максимума, на фоне общего погружения мезокайнозойских отложений к югу, по нижним горизонтам их разреза улавливаются чрезвычайно пологие поднятия, простирание которых отвечает простиранию регионального максимума.

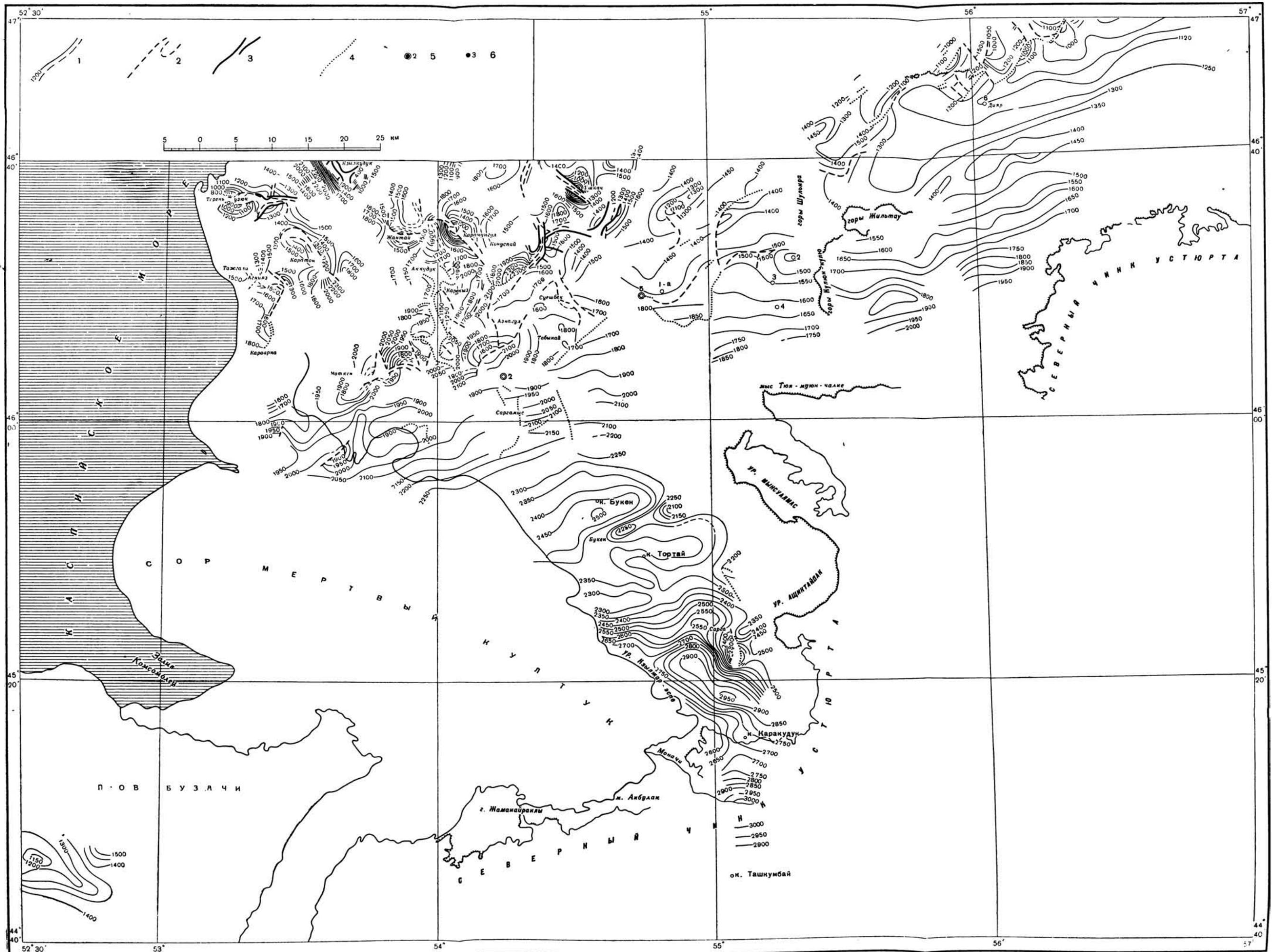
Напомним, что контуры Торасайского и Жанасуйского поднятий намечались по глубокому отражающему горизонту «б», который отвечает подошве отложений средней юры, залегающих на различных породах палеозоя. Следовательно, в восточной части зоны регионального гравитационного максимума, где породы палеозоя наиболее приближены к поверхности, подошва юры испытывает два крайне пологих антиклинальных изгиба (см. фиг. 63). Однако уже по подошве неокома (по III отражающему горизонту) их контуры становятся весьма расплывчатыми (фиг. 66), а в отложениях палеогена, как показала геологическая съемка, эти поднятия уже не прослеживаются. Поэтому наиболее вероятно, что Торасайское и Жанасуйское поднятия являются структурами облекания, приуроченными к полосе наиболее плотных пород палеозоя.

Характер залегания подошвы средней юры в западной части зоны регионального гравитационного максимума не был освещен сейсморазведкой, поскольку нет хороших отражающих горизонтов на границе между литологически близкими отложениями юры и триаса.

Представление о характере залегания подошвы неокома в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума дает структурная карта по III отражающему горизонту (см. рис. 66). Рассматривая ее, мы видим, что между северным берегом сора Мертвый Култук и опорной скв. № 5 подошва неокома над юго-западной периклиналью Тугаракчанского поднятия не испытывает изгиба. Лишь в восточной части локального максимума силы тяжести Саргамыс отмечаются участки потери корреляции III отражающего горизонта, но их наличие не изменяет общего закономерного погружения подошвы неокома к югу.

Это общее погружение отчетливо заметно на сейсмических профилях, в частности, на рекогносцировочном профиле Мийбулак — Тугаракчан и профилях XI и XIX (см. фиг. 57, 64, 65). Так, если на рекогносцировочном профиле Мийбулак — Тугаракчан между куполами Мийбулак и Конуспай глубина залегания подошвы неокома не превышает 1500 м, то южнее, над Тугаракчанским поднятием она увеличивается до 2000 м, а близ южного конца профиля — до 2200 м. От опорной скв. № 2 до расположенных близ южной границы зоны положительных аномалий колодцев Букен на расстоянии 45 км III отражающий горизонт погружается с глубины 1792 м (глубина залегания подошвы неокома в упомянутой скважине) до глубины 2450 м, т. е. на 658 м при углах наклона, не превышающих 50°.

В приподнятой части свода Тугаракчанского поднятия, в пределах которой были получены отражения от горизонта С, по данным сейсморазведки, подошва неокома залегает на глубине свыше 1500 м (опорная скв. № 5 пересекает ее на глубине 1580 м). Прходящий к югу от этой скважины продольный разлом, наметившийся по наличию южной линии



Фиг. 66 Структурная карта по III отражающему горизонту (по подошве неокома) района Южно-Эмбенского гравитационного максимума (составлена Н. В. Неволным по материалам Казахстанской геофизической конторы и ВНИГРИ, 1956)
 1 — линии равных глубин III отражающего горизонта (пунктиром обозначены участки интерполяции и неуверенной корреляции этого горизонта); 2 — проекция сбросов по III отражающему горизонту;
 3 — выходы сбросов на поверхность по геологическим данным; 4 — потеря корреляции III отражающего горизонта; 5 — опорные скважины; 6 — скважины разведочного бурения

потери корреляции горизонта С, фиксируется и по III отражающему горизонту, но амплитуда его уже незначительна.

В приподнятой части свода Торасайского поднятия намечается замыкание сейсмоизогипс 1450 и 1500 м III отражающего горизонта. От разведочной скв. № 2 подошва неокома продолжает погружаться к югу, к чинкам ур. Тюя-муюн-чапке, причем на расстоянии 25 км глубина ее залегания увеличивается всего лишь на 300 м, а углы наклона не превышают 40°.

В общих чертах совпадают с контурами Жанасуйского поднятия расплывчатые очертания поднятия по III отражающему горизонту. Это поднятие фиксируется по поведению сейсмизогипс 1050—1300 м и прослеживается от обрывов плато Жильтау на восток-северо-восток через район разведочной скв. № 6. К югу от плато Жильтау подошва неокома постепенно погружается, и последние отражения от нее были получены с глубины 2000 м.

В пределах площади, охваченной сейсморазведкой, по III отражающему горизонту отмечались смещения небольшой амплитуды и линии потери его корреляции, большинство из которых отвечает разломам, зафиксированным по глубоким отражающим горизонтам. Отсюда следует, что подвижки отдельных блоков происходили и в мезозое, но амплитуда этих подвижек была ничтожно мала. Можно считать, что в зоне регионального гравитационного максимума палеозойские структуры погребены под чехлом мезокайнозойских пород, где они практически не ощущаются.

По данным сейсморазведки и глубокого бурения, глубина залегания плотных палеозойских пород вдоль оси Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума уменьшается в северо-восточном направлении и, соответственно, в том же направлении уменьшается мощность перекрывающих их мезокайнозойских отложений. При этом наблюдается последовательное и закономерное уменьшение глубин залегания и мощности отдельных стратиграфических подразделений мезокайнозойских отложений, что достаточно четко видно из таблиц 2, 3 и 4 (см. стр. 222). Это косвенно подтверждает вывод о том, что движения отдельных блоков фундамента в зоне регионального гравитационного максимума уже в мезозое были весьма слабыми.

Наиболее полный разрез мезокайнозойских отложений в зоне регионального гравитационного максимума был вскрыт наиболее западной из глубоких скважин — опорной скв. № 2 (суммарная мощность отложений от нижней юры до нижнего олигоцена включительно по этой скважине достигает 2659 м). В разрезе этой скважины впервые на юге Прикаспийской синеклизы появляются отложения келловей (111 м) и нижнего оксфорда (22 м), а мощность отложений верхней юры (в целом), неокома, апта, альба и верхнего эоцена заметно возрастает по сравнению с разрезами промысловой площади Южной Эмбы. Одновременно с увеличением мощности отмечаются определенные фациальные изменения, особенно ощутимые для отложений неокома и апта. В них увеличивается содержание песчаного материала в глинах, увеличивается количество мощных песчаных прослоев и содержание более грубозернистых песчаных фракций в составе песков, песчаников и глин. Минералогический состав пород изменяется слабо, но макро- и микрофауна в них встречается реже, чем в соответствующих отложениях промыслового района Южной Эмбы (Айзенштадт, 1956).

Рассмотрим характер залегания мезокайнозойских отложений к югу от зоны регионального гравитационного максимума (см. фиг. 66). На продолжении прямой линии, соединяющей опорную скв. № 2 и колодцы Букен, и в половине расстояния между колодцами Букен и Тортай на фо-

Таблица 2

Сравнение глубины (в метрах) залегания подошвы отдельных стратиграфических подразделений мезокайнозойских отложений в опорных и разведочных скважинах, пробуренных в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума

№ скв.	Альтитуда	Q	Pg ₃	Pg ₂	Cr _{2d}	Cr _{2ma}	Cr _{2cmp}	Cr _{2snt}	Cr _{2t}	Cr _{2cm}	Cr _{1alb}	Cr _{1apt}	Cr _{1br}	Cr _{1ht}	Cr _{1v}	I _{3vlg}	I _{3oxf}	I _{3cl}	I ₂	I ₁	Подстилающие породы
2	-13,9	25	67	313	326	441	553	587	670	736	1162	1306	1692	1753	1792	1920	1942	2053	2550	2684	P ₂ T
5	-12,7	8	—	205	220	340	417	457	505	607	995	1142	1498	1568	1580	1667	1687	1770	2220	2290	P ₂ T
3	23,8	—	—	230	—	не расчленены			495	—	970	1093	не расчленены		1500	1614	—	2045	—	P _{1a} (?)	
6	95,2	—	—	—	—	»		»	260	—	682	759	»	»	1144	—	—	—	—	—	I _{3vlg}

Примечание. По опорным скв. № 2 и 5 использованы данные Г. Е.-А. Айзенштадта (1956), по разведочным скв. № 3 и 6 — данные Н. В. Неволина (1956). Глубины залегания подошвы датского яруса, эоцена и олигоцена в разрезе опорной скв. № 2 приведены по данным Ю. П. Никитиной (1955).

Таблица 3

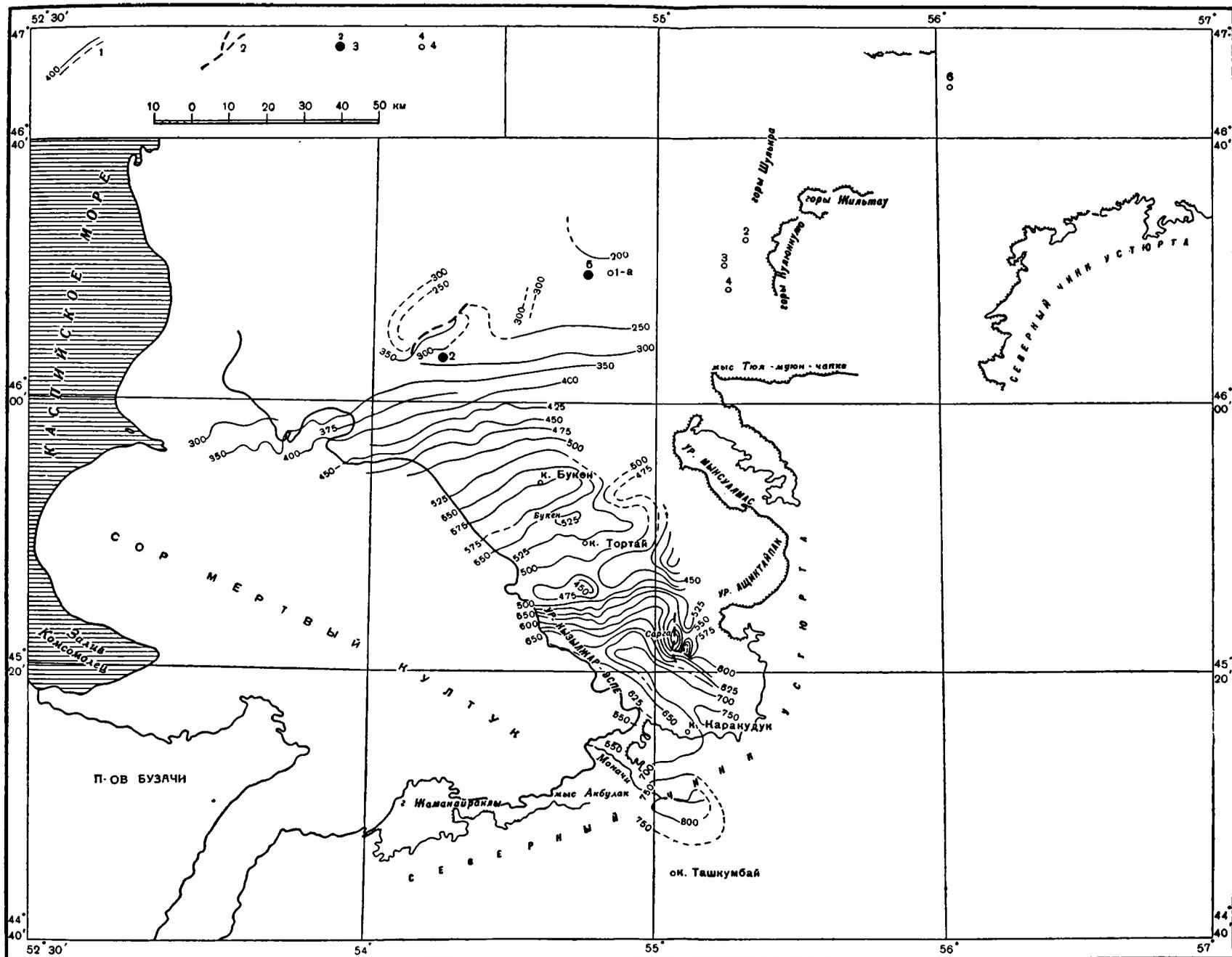
Сравнение приведенных (абсолютных) глубин (в метрах) залегания подошвы отдельных стратиграфических подразделений мезокайнозойских отложений в опорных и разведочных скважинах, пробуренных в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума

№ скв.	Q	Pg ₃	Pg ₂	Cr _{2d}	Cr _{2ma}	Cr _{2cmp}	Cr _{2snt}	Cr _{2t}	Cr _{2cm}	Cr _{1alb}	Cr _{1apt}	Cr _{1br}	Cr _{1ht}	Cr _{1v}	I _{3vlg}	I _{3oxf}	I _{3cl}	I ₂	I ₁	Подстилающие породы	
2	39	81	327	340	455	567	601	684	750	1176	1320	1706	1767	1806	1934	1956	2067	2564	2698	P ₂ T	
5	21	—	218	233	353	430	470	518	620	1008	1155	1511	1581	1593	1680	1700	1783	2233	2303	P ₂ T	
3	—	—	206	—	не расчленены			471	—	946	1069	не расчленены		1476	1590	—	—	2021	—	P _{1a} (?)	
6	—	—	—	—	»		»	165	—	587	664	»	»	1049	—	—	—	—	—	—	I _{3vlg}

Таблица 4

Сравнение мощностей (в метрах) отдельных стратиграфических подразделений мезокайнозойских отложений в опорных и разведочных скважинах, пробуренных в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума

№ скв.	Q	Pg ₃	Pg ₂	Pg	Cr _{2d}	Cr _{2ma}	Cr _{2cmp}	Cr _{2snt}	Cr _{2t}	Cr _{2snt+t}	Cr _{2cm}	Cr _{1alb}	Cr _{2cm} - Cr _{1alb}	Cr _{1apt}	Cr _{1br}	Cr _{1ht}	Cr _{1v}	Cr _{1nc}	I _{3vlg}	I _{3oxf}	I _{3cl}	I ₃	I ₂	I ₁
2	25	42	246	288	13	115	112	34	83	344	66	426	492	144	386	61	39	486	128	22	111	261	497	134
5	8	не расчленены		197	15	120	77	40	48	285	102	388	490	147	356	70	12	438	87	20	83	190	450	70
3	—	»	»	230	—	не расчленены			265	не расчленены		475	123	не расчленены		407	114	—	—	—	114	481	—	
6	—	—	—	—	—	»		»	260	»		422	77	»		»	385	17	—	—	>17	—	—	



Фиг. 67. Структурная карта по I отражающему горизонту (подше палеогена) района Южно-Эмбенского гравитационного максимума (составлена Н. В. Неволиным, 1952)

1 — линии равных глубин I отражающего горизонта (пунктиром обозначены участки неуверенной корреляции этого горизонта); 2 — проекция сбросов по I отражающему горизонту; 3 — опорные скважины; 4 — скважины разведочного бурения

не общего погружения III отражающего горизонта наметилось локальное поднятие Букен. Оно имеет вид структурного носа, оконтуренного полужамкнутыми сейсмоизогипсами 2350—2300 м. Ось его полого воздымается на восток-северо-восток, к северной оконечности чинков ур. Мын-су-алмас. Если в юго-западной части свода поднятия Букен глубина залегания подошвы неокома равна 2250 м, то в 15 км к востоку-северо-востоку она сокращается до 2100 м.

Между поднятием Букен и колодцами Тортай сейсмоизогипса 2350 м оконтуривает широтно ориентированный прогиб, к югу от оси которого подошва неокома начинает плавно воздыматься. Ее подъем здесь обусловлен наличием пологого поднятия Жайлыган, которое оконтурено сейсмоизогипсой 2350 м. Оно ориентировано широтно и прослеживается от восточного берега сора Мертвый Култук к западным чинкам Устюрта, огибающим ур. Ашиктайпак. От восточного берега сора Мертвый Култук до меридиана колодцев Тортай в его пределах сейсмоизогипса 2300 м оконтуривает пологое овальное поднятие. От района колодцев Тортай по той же сейсмоизогипсе намечается структурный нос, слабо воздымающийся к востоку.

К югу от поднятия Жайлыган на расстоянии 15 км подошва неокома погружается с глубины 2300 до 2550 м, т. е. на 250 м при угле наклона до 1° . Еще южнее, против резко выступающего на запад чинка Устюрта, по III отражающему горизонту оконтуривается поднятие Сарга, которое по рисунку сейсмоизогипса напоминает соляные купола Прикаспийской синеклизы. Западное крыло этого поднятия ограничено с востока меридиональным разломом, а восточное крыло с запада — линией потери корреляции III отражающего горизонта, ориентированной также меридионально. Поэтому не исключено, что поднятие Сарга вдоль оси осложнено меридиональным грабеном, причем в наиболее поднятых участках его крыльев подошва неокома прослеживается на глубине около 2300 м.

Еще южнее, где чинки Устюрта, понижаясь, меняют меридиональное направление на широтное, по подошве неокома намечается прогиб, вытянутый в юго-восточном направлении. В его осевой части, на половине расстояния между поднятием Сарга и колодцами Кара-кудук, подошва неокома залегает на глубине 2950 м, т. е. на расстоянии 25 км она погружается на 650 м при угле наклона $1^\circ 30'$.

Подъем подошвы неокома от осевой части этого пологого прогиба к югу от северного чинка Устюрта вновь сменяется погружением и в верховьях сая Моначи она залегает на глубине 3000 м. Таким образом, если между соляными куполами Мийбулак и Конуспай глубина залегания подошвы неокома не превышала 1500 м, то в 175 км к югу от Конуспая, в верховьях сая Моначи, она увеличивается вдвое.

Рассмотрим теперь характер залегания подошвы палеогена в пределах той же площади (фиг. 67). Опорной скв. № 2 она была пройдена на глубине 304 м, а в районе колодцев Букен отвечающий ей I отражающий горизонт прослеживается на глубине 575 м. Следовательно, на расстоянии 45 км подошва палеогена погружается всего лишь на 271 м при угле наклона, не превышающем $20'$. Напомним, что на том же отрезке углы наклона подошвы неокома достигали $50'$.

Южнее колодцев Букен намечается слабый подъем I отражающего горизонта и сейсмоизогипса 325 м оконтуривает небольшое овальное поднятие, отвечающее поднятию Букен по III отражающему горизонту. На его широте близ северной оконечности чинков ур. Мын-су-алмас сейсмоизогипсами 500 и 475 м слабо намечается небольшой, широтно ориентированный структурный нос, ось которого воздымается к востоку.

К югу от колодцев Тортай по подошве палеогена выделяется поднятие Жайлыган. Оно имеет вид структурного носа, намечающегося на сейсмоизогиписе 475 м и ориентированного почти широтно. Вдоль его оси по направлению к чинкам Устюрта, окаймляющим ур. Ащиктайпак, подошва палеогена полого воздымается и глубина ее залегания в крайней восточной части изученной площади не превышает 400 м.

К югу от поднятия Жайлыган происходит заметное погружение подошвы палеогена, и уже в 15 км она залегает на глубине 650 м от поверхности, т. е. погружается на 175 м при угле наклона 40'. Однако на фоне этого погружения, против выступающего на запад чинка Устюрта, по подошве палеогена выделяется поднятие Сарга. Его западное крыло, так же как и по подошве неокома, ограничено с востока меридиональным разломом. Южная часть его восточного крыла осложнена разломом почти широтного простирания, который на западе смыкается с упомянутым меридиональным разломом. В наиболее приподнятых участках обоих крыльев поднятия Сарга глубина залегания подошвы палеогена не превышает 500 м.

Между поднятием Сарга и колодцами Кара-кудук, на повороте чинков Устюрта, по сейсмоизогиписе 650 м прослеживается открывающийся на юго-восток пологий прогиб. Его очертания и ориентировка совпадают с очертаниями прогиба, намечившегося по подошве неокома.

Наконец, еще южнее, между колодцами Кара-кудук и Ташкумбай, в верховьях сая Моначи, по подошве палеогена отмечена овальная в плане впадина, оконтурируемая сейсмоизогиписой 800 м.

Сопоставление структурных карт по III и I отражающим горизонтам показывает, что намечившиеся по подошве неокома пологие поднятия и прогибы продолжают прослеживаться и по подошве палеогена. При этом суммарная мощность отложений мела, судя по интервалу между III и I отражающими горизонтами, неизменно возрастает к югу. От 1500 м (1448 м) в районе опорной скв. № 2 она увеличивается до 1900 м близ колодцев Букен и до 2200 м в верховьях сая Моначи, в осевой зоне Североустюртского прогиба. Последний, по представлениям А. Л. Яншина (1951, 1955), является унаследованной структурой, возникшей над краевым прогибом погребенных южных субширотных герцинид. Отмеченные сейсморазведкой локальные структуры на северном склоне Североустюртского прогиба — поднятия Сарга, Жайлыган, Букен и разделяющие их прогибы в мезокайнозойских отложениях проявляются достаточно четко. В то же время, как мы видели выше, в мезокайнозойских отложениях осевой части зоны Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума активно развивавшихся структур нет, а намечаются лишь весьма пологие структуры облекания — Торасайское и Жанасуйское поднятия. Различный характер тектоники этих участков свидетельствует о существенных различиях их погребенного палеозойского фундамента. Локальные структуры северного склона Североустюртского прогиба, прослеживающиеся по северной периферии обширного Североустюртского гравитационного минимума, вероятно, являются унаследованными по отношению к складкам краевого прогиба погребенных герцинид. Наиболее южное, а, следовательно, и наиболее близкое к осевой зоне Североустюртского прогиба поднятие Сарга, как мы уже указывали выше, напоминает соляные купола Прикаспийской синеклизы и, возможно, имеет солянокупольную природу. Не исключено, что отложения кунгура, представленные в наиболее приподнятой части свода Тугаракчанского поднятия в сульфатно-терригенных фациях (опорная скв. № 5), при приближении к осевой зоне Североустюртского прогиба меняют свой облик, и в их разрезе вновь появляется соль.

Краткие выводы

а) Южно-Эмбенский гравитационный максимум является крупной зональной аномалией, которая прослеживается на расстоянии до 250 км в восток-северо-восточном направлении от сора Мертвый Култук до междуречья Эмбы и Манне-сая. Ее простираие отвечает простираию Аралсорского гравитационного максимума и гравитационной ступени, ограничивающей с юго-востока Хобдинскую зону.

Наличие Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума раньше служило основой для гипотезы о подземной связи Урала и Донбасса. Теперь, именно по данным гравиразведки, говорить об этой связи не приходится. С Чушкакульским гравитационным максимумом, расположенным на продолжении главного зеленокаменного антиклинория Мугоджар, эта аномалия образует тупой угол, подчеркивая отсутствие прямой связи между ними.

По мере приближения с севера к Южно-Эмбенскому максимуму гравитационное поле постепенно утрачивает присущий солянокупольной территории Прикаспийской синеклизы мозаичный характер и становится спокойным. При этом в осевой части регионального гравитационного максимума выделяются обширные локальные максимумы силы тяжести (следуя с юго-запада): Саргамыс, Тугаракчан и Диар. К юго-востоку от них, при спокойном характере гравитационного поля, положительные значения аномалий силы тяжести сменяются отрицательными за линией, проходящей от северо-восточной оконечности сора Мертвый Култук к мысу Мын-су-алмас на Устюрте.

б) К югу от р. Эмбы простирается региональный магнитный максимум (до +200 гамм). Расширяясь в сторону Каспия, он охватывает гораздо большую площадь, чем гравитационный. Оконтуривающая его нулевая изодинама на севере протягивается вдоль субширотного отрезка течения этой реки, а на юго-востоке — вдоль северных чинков Устюрта. В южной части магнитного максимума простираие сближенных изодинам на значительном расстоянии совпадает с простираием оси гравитационного максимума. Это позволяет предполагать, что вдоль оси имеется продольный разлом древнего заложения. В отличие от Южно-Эмбенского, Чушкакульскому гравитационному максимуму отвечает несколько смещенный к востоку магнитный минимум.

в) Глубокая сейсморазведка показала, что от района соляного купола Тюлюс к излучине р. Эмбы в урочище Кандарал на глубине около 5 км прослеживается незначительное поднятие подсолевого ложа, параллельное Южно-Эмбенскому региональному гравитационному максимуму. На северо-запад отсюда, в промысловом районе Южной Эмбы и дальше, до куполов Индер и Санкебай, какие-либо существенные дислокации подсолевого ложа отсутствуют. От пос. Калмыково, где в районе купола Санкебай подошва соленосной толщи кунгура прослеживается на глубине 9940 м, подсолевое ложе к промысловому району Южной Эмбы воздымается под углами, не превышающими долей градуса (20—40'). Пологий подъем его продолжается до северной периферии регионального гравитационного максимума, где углы наклона подсолевого ложа возрастают до 1—2°, а в его приосевой части — до 10—15°, намечая северо-западный склон крупного поднятия докунгурских пород. Плоский свод последнего в общих чертах совпадает с осевой частью регионального гравитационного максимума, но между глубиной залегания поверхности докунгурских пород и величиной локальных максимумов силы тяжести наблюдается обратная зависимость. Глубина залегания плотных докунгурских пород уменьшается в восток-северо-восточном направлении (от Саргамыса к Диару), и в том же направлении

происходит плавное снижение положительных значений аномалий силы тяжести. Отсюда следует, что распределение аномалий вдоль оси регионального максимума зависит от более глубоких горизонтов разреза, вероятно, от глубины залегания и характера пород докембрийского складчатого основания.

г) По разным глубоким отражающим горизонтам в осевой части Южно-Эмбенского гравитационного максимума наметились контуры локальных поднятий: Тугаракчанского, Торасайского и Жанасуйского (Диарского). Судя по поведению отражающего горизонта, отвечающего подошве кунгура (кровле артинских отложений), Тугаракчанское поднятие разбито на ряд блоков поперечными разломами, осложняющими его юго-западную периклиналь. Иногда в пределах локальных максимумов Тугаракчан и Саргамыс отмечаются продольные разломы.

Торасайское и Жанасуйское поднятия наметились в основном по глубоким отражающим горизонтам, отвечающим подошве юры — кровле плотных докунгурских пород, и являются, по-видимому, структурами облекания. При этом их простираение совпадает с простираением регионального гравитационного максимума.

На юго-восточном склоне Торасайского поднятия отложения низов визе и верхов турне, вскрытые разведочной скв. № 4, по фациально-литологическим особенностям и мощности приближаются к осадкам зилаирской формации. Отложения верхнего девона, вскрытые разведочной скв. № 7 в 1 км южнее, напоминают верхи девона Зилаирского синклинария. К востоку-северо-востоку от этих скважин, на Жанасуйском поднятии, скв. № 10 и 11 вскрыли преимущественно терригенные породы верхнего девона. Судя по разрезам этих скважин (№ 10 и 11), мощность отложений только верхнего фамена достигает здесь 1400 м, а углы падения в породах верхнего девона — 20—30°, увеличиваясь до почти вертикальных в известняках франского яруса. Можно думать, что преимущественно терригенные породы нижнего карбона и верхнего девона, вскрытые скв. № 4, 7, 10 и 11, непосредственно под отложениями юры входят в состав граувакковой (аспидной) формации внешнего прогиба южных субширотных герцинид.

Между тем разведочная скв. № 3, заданная в 7 км севернее разведочной скв. № 4, в осевой части Торасайского поднятия вскрыла под отложениями юры весьма полого лежащие породы верхнего и среднего карбона, а также верхов визе, которые по формационному характеру, мощности и составу фауны являются типично платформенными осадками. Резкая смена степеней дислоцированности, порядка мощностей и фациального облика хотя и разных, но близких по возрасту горизонтов карбона, свидетельствует о тектонической границе раздела, проходящей вдоль оси Торасайского поднятия и регионального гравитационного максимума. Не исключено, что эта граница раздела отвечает разлому более глубокого и древнего заложения, который намечается по данным магнитометрии и на данном участке определяет положение южного края Русской платформы.

д) Изменения характера гравитационного поля при приближении к осевой части Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума зависят от изменения литологии и мощности осадков кунгура. На фоне общего подъема подсолевого ложа к Южно-Эмбенскому гравитационному максимуму соленосная, лагунная фация кунгура замещается сульфатно-терригенной, прибрежной. В наиболее приподнятой части свода Тугаракчанского поднятия опорная скв. № 5 под маломощной (до 16 м) пачкой пестроцветных глин, вероятно, принадлежащих верхней перми или триасу, вскрыла толщу (до 302 м) ритмично чередующихся сульфатных и терригенных пород кунгура, в верхней части

которой лишь изредка встречаются прослойки калийных солей. На Тарасайском поднятии отложения средней юры залегают уже непосредственно на докунгурских породах палеозоя. По данным сейсморазведки, отложения кунгура отсутствуют и на Жанасуйском поднятии. Таким образом, в восточной части регионального гравитационного максимума, где породы палеозоя наиболее приближены к поверхности, сульфатно-терригенная фация кунгура выклинивается. Только к югу от Тугаракчанского поднятия, на северном склоне Североустюртского прогиба, возникшего над краевым прогибом южных субширотных герцинид, в разрезе кунгура, по-видимому, вновь появляется соль. О ее возможном наличии свидетельствует поднятие Сарга, которое по рисунку сейсмоизогипс по подошве неокома и подошве палеогена напоминает соляные купола Прикаспийской синеклизы.

По мере приближения с севера к осевой части Южно-Эмбенского регионального максимума морфология соляных куполов изменяется. По левобережью р. Эмбы они построены достаточно сложно, причем наиболее приподнятые части их крыльев сложены породами средней юры или нижнего мела, а разделяющие их межкупольные депрессии выполнены отложениями верхнего мела или палеогена. Однако в зоне регионального гравитационного максимума, среди поля сплошного развития спокойно залегающих отложений палеогена, только в наиболее приподнятых частях крыльев куполов появляется мел маастрихта, а более низкие горизонты мезозоя отмечены лишь близ гипсового ядра открытого купола Карачунгул. За исключением его все купола, входящие в северную часть регионального гравитационного максимума, характеризуются глубоким залеганием соляных массивов и сокращенной мощности соли.

К северо-западу от Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, по мере погружения подсолевого ложа, мощность кунгура в соляных массивах куполов последовательно увеличивается, а глубина залегания кровли соли соответственно уменьшается. Можно думать, что и первоначальная мощность кунгура возрастала в северо-западном направлении. В том же направлении увеличивается мощность надсолевых отложений в межкупольных депрессиях, однако мощность мезокайнозойской части их разреза возрастает к югу. Поэтому общее увеличение мощности надсолевых отложений может происходить только за счет красноцветов верхней перми и нижнего триаса. Следовательно, перестройки плана развития этой части, а, возможно, и всей Прикаспийской синеклизы в верхнепермское и нижнетриасовое время еще не было.

Вывод о значительной мощности красноцветов верхней перми в межкупольных депрессиях промыслового района Южной Эмбы подтверждается данными по опорной скв. № 3 (Макад). Она вошла в породы триаса на глубине 1038 м, пересекла нависающий край соляного массива купола Макад в интервале 1200—2453 м, а затем врезалась в красноцветы верхней перми, в которых была остановлена при забое 2735 м. Отсюда следует, что мощность отложений верхней перми и триаса в межкупольных депрессиях значительно превышает 1700 м (глубина залегания подсолевого ложа в районе Макада достигает 7,3 км). Соляные карнизы установлены сейсморазведкой и на других куполах синеклизы, в частности на Сугуре. Поэтому можно думать, что в процессе накопления мощной толщи осадков верхней перми и нижнего триаса формировались соляные массивы куполов, вершины которых в мезозое и кайнозое испытывали менее интенсивные поднятия.

е) Мезокайнозойские отложения от соляных куполов левобережья р. Эмбы моноклинально, под углами, не превышающими 2—3°, погружаются в южном направлении, в сторону, противоположную наклону кровли артинских отложений на северо-западном склоне Тугаракчан-

ского поднятия. Над его сводовой частью они не претерпевают фациальных изменений и не испытывают изгиба: рельеф и структура палеозоя погребены под ними. Глубокое бурение, проведенное на Торасайском поднятии кровли палеозоя, показало, что оно не отвечает осевой части палеозойской структуры, а приурочено к полосе выходов плотных известняков карбона на ее северном крыле. Уже по подошве неокома (по III отражающему горизонту) контуры Торасайского и Жанасуйского поднятий становятся весьма расплывчатыми, а в отложениях палеогена они уже не прослеживаются. Поэтому можно утверждать, что в мезозойских отложениях осевой части Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума активно развивавшихся структур нет.

Пологое погружение мезокайнозойских отложений в южном направлении продолжается и за региональным гравитационным максимумом. От крайних южных соляных куполов Мийбулака и Конусная до верховьев сая Моначи, прорезающего обращенные к сору Мертвый Култук северные чинки Устюрта, глубина залегания подошвы неокома, по данным сейсморазведки, увеличивается вдвое и достигает 3 км. При этом суммарная мощность отложений мела, судя по интервалу между подошвой неокома и подошвой палеогена (между III и I отражающими горизонтами), заметно возрастает к югу, к осевой зоне Североустюртского прогиба. По данным сейсморазведки, на северном склоне последнего, к северу от поднятия Сарга, наметились поднятия Жайлыган и Букен, которые, по-видимому, являются унаследованными по отношению к складкам краевого прогиба, погребенных герцинид. Эти поднятия и разделяющие их прогибы в мезокайнозойских отложениях проявляются несравненно более четко, чем Торасайское и Жанасуйское поднятия восточной части регионального гравитационного максимума. Различия характера тектоники этих участков свидетельствуют о существенных различиях их погребенного палеозойского фундамента.

ж) Достаточно четкой границей различных по характеру тектоники регионов служит осевая часть регионального гравитационного максимума. К югу от нее, на Тугаракчанском поднятии, уже не прослеживаются отражения от глубоких горизонтов, а на Торасайском поднятии глубокие скважины под мезозоем вскрывают молассы нижнего карбона и верхнего девона. К северу от нее протягивается погребенное под мезозоем крупное пологое Южно-Эмбенское поднятие, на фоне которого обособляется намеченное сейсморазведкой Тугаракчанское поднятие. По своему структурному положению Южно-Эмбенское поднятие — это погребенный краевой плакантиклинал Русской платформы.

ГРАНИЦЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Рассмотренные выше геологические и геофизические материалы позволяют наметить между южными отрогами Урала и восточным побережьем Каспия южную границу Русской платформы и ее Прикаспийской синеклизы. На данном участке она проходит вдоль оси Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума.

На западном побережье Каспия южная граница Русской платформы и ее Прикаспийской синеклизы пересекает дельту Волги севернее Астрахани, о чем свидетельствуют данные по опорной скважине, пробуренной на южной окраине этого города (Копелиович, 1954; Копелиович и Эвентов, 1956; Эвентов, 1956, 1957).

Эта скважина с глубины 1463 м из светло-серых песчаников байоса вошла непосредственно в круто наклоненные породы нижней перми и была в них остановлена при забое 2298 м. Вскрытые ею артинские отложения представлены темно-серыми аргиллитами, чередующимися с

подчиненными прослоями алевролитов и полимиктовых песчаников, а в верхних горизонтах — с прослоями водорослевых известняков и мергелей. В песчаниках встречаются линзы гравелитов и галька различных пород, в том числе вулканических туфов, туффитов, эффузивов кислого и среднего состава, аргиллитов, кремнистых пород, а также известняков с фауной намюра и среднего карбона в нижних горизонтах артинского яруса и с фауной верхнего карбона в его верхних горизонтах.

Вышележащие отложения кунгура в разрезе этой скважины представлены в нижней части ангидритами, перемежающимися с прослоями аргиллитов и мергелей, а в верхней — аргиллитами с прослоями алевролитов и глинисто-карбонатных пород, содержащих обуглившиеся растительные остатки.

Отнесение нижней части разреза отложений палеозоя, вскрытых Астраханской опорной скважиной, к артинскому ярусу обуславливается находками верхнеартинских брахиопод *Marginifera stuckenbergiana* Krot., кораллов *Cladochonus* sp. и другой фауной. Отложения кунгура выделены условно. В них встречаются лишь обломки ортоцератитов, определенных до рода, а также пыльца хвойных, преимущественно из группы кордаитов.

Углы падения отложений нижней перми значительны. В артинских отложениях они достигают 45° , а иногда даже 65 и 80° . Колебания углов наклона слоев не позволяют уверенно определить истинную мощность отложений, вскрытых скважиной. Видимая мощность вскрытой части артинских отложений равна 346 м, нижней части кунгура — 68 м, а верхней — 421 м. Учитывая состав пород, характер их чередования и значительную мощность стратиграфических подразделений, можно прийти к выводу о формировании этих отложений в условиях краевого прогиба вдоль горного складчатого сооружения, обрамлявшего Русскую платформу к югу от Астрахани. Дополнительно об этом свидетельствует, по мнению Д. Л. Степанова, литологическое сходство пород, содержащих артинскую фауну, с межрифовыми фациями артинского яруса Чусовских гор и сходство артинских известняков с кладохонусовыми известняками Ишимбаевского района (Эвентов, 1957). А. В. Копелиович (1954) на основании изучения обломков известняков с фауной, встречающихся в артинских песчаниках и гравелитах, пришел к выводу о том, что складчатое сооружение, служившее источником сноса, по возрасту было герцинским. При этом характер распространения обломков известняков с фауной (среднекаменноугольной внизу и верхнекаменноугольной вверху разреза артинских отложений), по его мнению, свидетельствует об определенной миграции краевого прогиба в сторону платформы (в данном случае ее Прикаспийской синеклизы) в нижнепермское время.

Восточное продолжение краевого прогиба, выявленного в районе г. Астрахани, может быть намечено только весьма предположительно. Он, вероятно, протягивается под водами северной части Каспия на восток-юго-восток, к сору Мертвый Култук, где смыкается с Североуртским прогибом.

Западное продолжение этого прогиба определяется скважинами, пробуренными близ ст. Цимлянская, Семичная и Котельниково, которые вскрыли отложения карбона донецкого типа, в частности, породы верхов нижнего и низов среднего карбона. Учитывая эти данные, М. В. Муратов (1955) считает, что краевой прогиб, выявленный в районе г. Астрахани, пересекает линию железной дороги Сталинград — Сальск между ст. Котельниково и Орловская и протягивается далее до нижнего течения р. Сал, близ слияния его с Доном. Положение границы между этим прогибом и Русской платформой в настоящее время не может быть определено точно. Данных о геологическом строении степей,

простирающихся между восточными обрывами Ергеней и низовьями Волги, недостаточно для окончательного решения этой задачи.

В пределах треугольника, стороны которого определяются: на юге — линией, проходящей от Астрахани на Котельниково, на северо-западе — восточными обрывами Ергеней и на северо-востоке — низовьями Волги (от Сталинграда до Астрахани), сплошным распространением пользуются морские четвертичные и верхнеплиоценовые отложения, мощным чехлом прикрывающие развитые там структуры. Судя по редкой сети вариометрических наблюдений, этот, почти не затронутый бурением, участок низменной степи располагается преимущественно в полосе развития положительных аномалий силы тяжести, которые вдоль Волги прослеживаются от ее дельты до сел. Соленое Займище (до 48° сев. широты). С севера, в пределы этого «треугольника», от Сталинграда вдоль восточных обрывов Ергеней, глубоким заливом заходит полоса отрицательных аномалий. Наконец, среди поля положительных аномалий силы тяжести, несколько севернее линии Астрахань — Котельниково, в районе оз. Сарпа, обособляется Сарпинский локальный гравитационный минимум, по размерам и очертаниям напоминающий наиболее крупный локальный минимум восточной части Прикаспийской синеклизы — минимум Челкар.

Н. С. Шатский (1948) допускал, что в пределах этого «треугольника», в разрезе верхнего палеозоя, вероятно, отсутствуют мощные толщи каменной соли. Однако наличие положительных аномалий силы тяжести, как мы видели выше, на примере Хобдинского и Аралсорского региональных гравитационных максимумов, хотя и свидетельствует о вероятно приподнятом положении подсолевого ложа, но не исключает присутствия достаточно мощных и пластичных гидрохимических осадков кунгура в стратиграфическом разрезе. Уже непосредственно к северу от Астрахани, на куполе Азау, и непосредственно к югу от Сталинграда, в районе г. Красноармейска, разведочные скважины были остановлены в каменной соли кунгура, пройдя по ней свыше 7000 м. О возможном наличии гидрохимических осадков кунгура в стратиграфическом разрезе говорят прослеживающиеся вдоль правого берега Волги соляные купола в районе пос. Светлого Яра, Райгорода, Солодников, Каменского Яра, Черного Яра, Соленого Займища, Никольского, Копановки и др. (Колбин, 1948). М. В. Проничева и Я. С. Эвентов (1956) предполагают, что в пределах этого «треугольника» соляные купола распространены к северу от широты г. Енотаевска, от Волги до восточных обрывов Ергеней.

В. А. Николаев (1957), учитывая колебания уровней залегания кровли апшерона и изменение мощностей четвертичных отложений, к востоку от обрывов Ергеней выделяет Сарпинско-Даванский синклинальный прогиб, антиклинальное поднятие Волго-Сарпинского водораздела и Нижневолжский прогиб, отмечая при этом, что синклинальным прогибам отвечают гравитационные минимумы. Характерно, что на Волго-Сарпинском водоразделе кровля апшерона прослеживается на отметках 15—17 м, а к западу от него (в Сарпинско-Даванском прогибе) погружается до глубины 60—80 м и более, причем даже вблизи Ергеней, в районе совхоза Гашунский, глубина ее залегания достигает 50 м. В южной части Черных земель, к югу от широты г. Астрахани, ориентировка новейших поднятий и прогибов резко изменяется и становится почти широтной. Эту ориентировку В. А. Николаев ставит в связь с погребенным герцинским сооружением, протягивающимся от Донбасса через водораздел Сала и Маныча к Южным Ергеням и далее на восток. Ему соответствует пологое антиклинальное поднятие кровли апшеронских отложений, которое от подножья Южных Ергеней, постепенно погружаясь, прослеживается к совхозу Южный, ст. Улан-холл и с. Промысловое —

к Каспийскому морю. Севернее этого поднятия и ему параллельно протягивается Астраханский синклинальный прогиб, который, по мнению В. А. Николаева, отвечает контурам передового прогиба погребенного герцинского складчатого сооружения. От подножья Ергеней (в районе совхозов Красный и Гашунский) он прослеживается через с. Придорожное к Астрахану, причем на западе он смыкается с Сарпинско-Даванским, а на востоке — с Нижневолжским прогибом. При этом глубина залегания кровли апшерона в его пределах достигает 130—140 м и, за исключением южной части Нижневолжского прогиба, является максимальной из установленных глубин залегания кровли апшерона между Ергенями и Волгой.

Учитывая эти данные, ориентировочно можно принять, что граница между передовым прогибом южных субширотных герцинид и Русской платформой проходит несколько севернее линии Астрахань — Котельниково. Так же условно в пределах упомянутого «треугольника» может быть определена западная граница Прикаспийской синеклизы, которая проходит несколько западнее абразионных обрывов Ергеней.

Гораздо более определенно можно говорить о пространственном положении более северного отрезка западной границы Прикаспийской синеклизы и ее северной границы. Положение последней наметилось еще в 1935 г. после вариометрических исследований Э. Э. Фотиади и Б. В. Котляревского в Озинковском районе Саратовской области. Э. Э. Фотиади (1937) отметил, что в этом районе характерные для Прикаспийской низменности отрицательные значения силы тяжести сменяются положительными в пределах узкой полосы — на расстоянии 15 км они возрастают к северу почти на 2 мгл на 1 км. Наличие регионального градиента Э. Э. Фотиади склонен был объяснять подъемом подсолевого ложа, с которым он связывал сокращение мощности соли и соответственное исчезновение соляной тектоники. Предпринятые им приближенные расчеты показали, что в полосе перехода от отрицательных значений аномалий силы тяжести к положительным подсолевого ложе воздымается к северу в среднем под углами до $2^{\circ}30'$.

Значительно позднее А. Л. Козлов и В. М. Шипелькевич (1945) опубликовали данные, полученные в результате геофизических исследований 1936 г., проведенных несколько западнее. Опираясь главным образом на данные сейсморазведки по методу преломленных волн, они пришли к выводу, что к северо-западу от ст. Озинки, близ сел. Жадовка, почти горизонтальная поверхность известняков карбона на расстоянии 5 км погружается от 500—600 м до 1000—1200 м. Такое резкое погружение они объясняли наличием сброса или крутой флексуры, захватывающей и вышележащие слои. А. Л. Козлов и В. М. Шипелькевич отметили, что местоположение Жадовского уступа совпадает с резким изменением характера гравитационного поля, установленным Э. Э. Фотиади, и с простираем нулевой изоаномалы на схеме распределения аномалий силы тяжести, составленной В. В. Федынским и Е. Н. Люстихом. Поэтому они предположили, что Жадовский уступ, протягиваясь вдоль нулевой изоаномалы, отделяет Русскую платформу от Урало-Эмбенской солянокупольной области. Последнюю из-за устойчивого прогибания и большой мощности осадочного чехла они именовали Прикаспийской геосинклиналью, которая «... еще не испытала крупных орогенических движений» (Козлов и Шипелькевич, 1945, стр. 40). При этом они допускали, что между ст. Озинки и Волгой амплитуда этого уступа непостоянна, и местами он может распадаться на более мелкие «лестницеобразные» уступы.

Последующими детальными вариометрическими и гравиметрическими съемками 1947—1951 гг. было определено точное положение большой

гравитационной ступени Сталинградско-Саратовского Заволжья (Шванк, 1952, 1955). Выяснилось, что она огромной дугой, обращенной выпуклостью на северо-запад, опоясывает северо-западную часть Прикаспийской синеклизы, причем в ее пределах при ширине перехода не более 15—20 км значения силы тяжести возрастают на 28—32 мгл.

Южнее широты Сталинграда и восточнее меридиана г. Уральска гравитационная ступень заметно расширяется и постепенно затухает. Резкий изгиб ее происходит в верховьях левого притока Волги — р. Еруслан, на простирании осевой полосы рифейского Пачелмского прогиба, связывающего Прикаспийскую и Московскую синеклизы (Шатский, 1955). За резким изгибом в верховьях р. Еруслан гравитационная ступень меняет субширотное направление на юго-западное и от ст. Красный Кут прослеживается вдоль левого берега Волги по направлению к Сталинграду. На этом отрезке ширина ее изменяется от 10 км (в районе ст. Красный Кут и на широте г. Камышина) до 60 км (на широте сел. Луговая Пролейка). В наиболее суженных местах градиент аномалий силы тяжести достигает 4 мгл на 1 км.

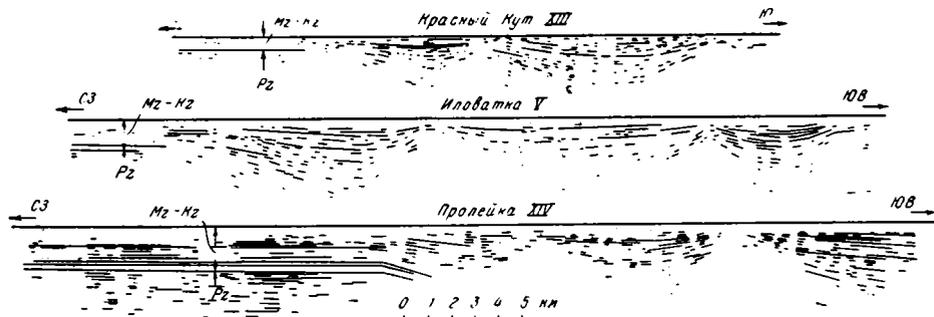
Долгие годы тектоническая природа данной гравитационной ступени оставалась невыявленной, хотя и предполагалось, что ей отвечает на глубине разлом или крутая флексура. Рассматривая ее северный отрезок, О. А. Шванк (1955) допускал, что средняя плотность осадочного чехла Прикаспийской синеклизы на 0,6 г/см³ меньше, чем средняя плотность в пределах того же интервала глубин к северу от гравитационной ступени. Принимая это допущение, он путем соответствующих расчетов пришел к выводу, что переход от платформы к Прикаспийской синеклизе сопровождается резким погружением тяжелых пород (кристаллического фундамента и карбонатной толщи палеозоя) на величину не меньшую, а, вероятно, значительно большую, чем 1,4 км.

Сейсморазведка 1950—1954 гг. (Козленко и Никонова, 1957) позволила установить, что в пределах западного отрезка гравитационной ступени отражающие горизонты мезозоя и верхней части палеозоя (верхней перми) весьма полого наклонены в сторону Прикаспийской синеклизы. В зоне гравитационной ступени по ряду сейсмических профилей прослеживается тектонический уступ, в пределах которого наклон отражающих горизонтов верхней перми в сторону Прикаспийской синеклизы резко возрастает до 30° (фиг. 68). За этим уступом сейсмические профили вступают в область развития соляной тектоники. Подсолевые отложения, судя по единичным отражающим площадкам, быстро погружаются на глубину до 5 000 м. Мощность мезокайнозойских отложений в межкупольных депрессиях достигает 4 000 м, но заметно сокращается при приближении к соляным массивам куполов, близ которых углы наклона в надсолевых отложениях возрастают до 20°. По характеру залегания отражающих площадок отрезки сейсмических профилей, лежащие за тектоническим уступом, не отличимы от рассмотренных нами ранее сейсмических профилей, пересекающих заведомо солянокупольные участки Прикаспийской синеклизы.

Анализируя данные сейсморазведки, С. П. Козленко и Н. А. Никонова справедливо замечают, что Сталинградский (Заволжский) тектонический уступ является погребенным, причем уже в мезозое он переходит в моноклинал, которая вверх по разрезу становится все более и более пологой. Однако в отложениях палеогена она еще ощутима, о чем свидетельствует заметное увеличение мощности отложений акчагыла за этим уступом. Скважины, пробуренные Объединением Саратовнефть, по региональному профилю Приволжский — Полтавка от г. Приволжский до широты сел. Новокаменка вскрывали подошву акчагыла на глубинах порядка 130 м. После перехода через погребенный уступ глубина

залегания ее возрастает до 300 м и более; если скв. № 13 этого профиля она была пройдена на глубине 130 м, то скв. № 14, заданная в 3 км южнее, на широте пос. Новокаменка, вскрыла ее уже на глубине 340 м. Углы наклона подошвы акчагыла невелики (не превышают $4^{\circ}30'$), но они свидетельствуют о том, что движения в зоне Сталинградского (Заволжского) уступа не прекратились и в плиоцене.

Несомненно, что тектоническому уступу на глубине отвечает разлом кристаллического фундамента, имеющий древнее заложение. Еще в конце прошлого столетия А. П. Павлов (1896) предполагал наличие



Фиг. 68. Сейсмические профили, пересекающие гравитационную ступень Сталинградско-Саратовского Заволжья (по Е. П. Козленко и Н. А. Никоновой, 1957)

Астраханско-Саратовской системы дислокаций, которая начинается на юге Ергеней и следует на север вдоль правого берега Волги, ограничивая распространение к западу трансгрессий Арало-Каспийского бассейна. Он считал, что параллельно этой системе, а следовательно, и Волге прослеживается Доно-Медведицкая система дислокаций. Совпадение простираний, прозорливо подмеченное А. П. Павловым, не случайно и является одной из главных черт основного тектонического плана юго-восточной части Русской платформы. Действительно, от Воронежской антеклизы отложения осадочного чехла Русской платформы, постепенно увеличиваясь в мощности, моноклинально погружаются на юго-восток, в сторону Прикаспийской синеклизы (Грязнов, 1955, 1956). Их пологое падение осложнено уступами, обусловившими возникновение дислокаций Доно-Медведицкого вала, Медведицко-Бузулукской системы и других, в целом параллельных восточному ограничению Воронежского массива (Шатский, 1948, 1955). В числе этих уступов выделяется по размерам и интенсивности Сталинградский (Заволжский) уступ, которому отвечает западная ветвь рассматриваемой гравитационной ступени.

К востоку от резкого изгиба в верховьях р. Еруслан гравитационная ступень протягивается уже в субширотном направлении от ст. Мокроус к сел. Жадовка и далее, через междуречье притоков рек Камелика и Деркул, выходит к р. Чеган севернее г. Уральска. Непосредственно к востоку от сел. Жадовка на простирании гравитационной ступени в 1950 г. И. И. Кожевников проследил от сел. Токорев до правого притока р. Урал — р. Чеган сброс с опущенным южным крылом, обращенным к Прикаспийской синеклизе. Амплитуда этого сброса местами достигает 600 м, а наклон его плоскости сбрасывателя — $50-60^{\circ}$. В самой западной части этого сброса и в пределах его поднятого крыла трестом Актюбнефтеразведка была задана разведочная скв. № 1, которая вскрыла подошву юры на глубине 330 м, подошву красноцветов верхней перми и триаса на глубине 810 м, подошву уфимской свиты на глубине 1321 м, подошву кунгура на глубине 2635 м и была остановлена на глубине 2764 м в известняках, условно отнесенных к сакмарскому ярусу.

Заданная в 12 км южнее, близ хут. Цыганов, разведочная скв. № 3 на глубине около 400 м из отложений неокома вошла непосредственно в красноцветную толщу верхней перми и триаса; ее подошву она пересекла на глубине 1173 м, прошла 362 м по породам, предположительно отнесенным к казанскому ярусу, и на глубине 1535 м вошла в гидрохимические осадки кунгура, в которых и была остановлена при забое 3000 м. Характерно, что в скв. № 1 мощность отложений кунгура равна 1314 м, причем они представлены переслаиванием ангидридов, доломитов и каменной соли. Последняя составляла не более 40% общей толщи осадков кунгура, была отмечена преимущественно в интервале 1540—2300 м и залегала спокойно. Между тем в скв. № 3 мощность отложений кунгура превышает 1465 м и они представлены уже преимущественно каменной солью (до 80% к общей толще осадков кунгура) с углами наклона слоев до 60°. Заметим, что Токаревский сброс был установлен И. И. Кожевниковым по наличию тектонического контакта между отложениями нижнего мела и палеоцена в районе сел. Мелового и хут. Цыганов. Различия приведенных выше разрезов разведочных скважин неоспоримо свидетельствуют о продолжительном опускании его южного крыла в период накопления надсолевых отложений и гидрохимических осадков кунгура по линии ранее возникшего разлома кристаллического фундамента Русской платформы.

К востоку от р. Чеган положение тектонического уступа, определяющего северную границу Прикаспийской синеклизы, может быть намечено пока только условно по переходу от регионального поля положительных аномалий силы тяжести к отрицательному полю аномалий силы тяжести, свойственному Прикаспийской синеклизе. Судя по данным гравиразведки, уступ образует плавный изгиб к северу от г. Уральска и направляется далее к востоку параллельно р. Урал, постепенно приближаясь к ее долине. Выше устья р. Илек он, по-видимому, постепенно затухая, следует вдоль долины р. Урал к г. Оренбургу, в районе которого смыкается с крутой флексурой, ограничивающей с запада Предуральский передовой прогиб и, вероятно, отвечающей проходящему на глубине разлому. В пределах угла, образованного этими двумя сходящимися разломами кристаллического фундамента (субширотным и субмеридиональным), намечается выдержанное северо-западное простирание изоаномал силы тяжести и надсолевых структур. В частности, северо-западное простирание имеют Линевский грабен и отвечающий ему локальный гравитационный минимум. К юго-западу от Линевского минимума силы тяжести характер гравитационного поля резко изменяется, и мы вступаем в пределы обширной полосы пониженных значений силы тяжести с мозаичным чередованием локальных минимумов и максимумов. Это позволяет высказать предположение о том, что на простирании р. Малая Хобда намечается флексуобразный перегиб подсолевого ложа с опущенным юго-западным крылом. К северо-востоку от этого перегиба подсолевого ложа полого воздымается к району схождения вышеупомянутых разломов.

За исключением этой крайней западной части рассматриваемого тектонического уступа, непосредственно к югу от него, мы повсеместно сталкиваемся с интенсивными проявлениями соляной тектоники. В районе ст. Озинки, наиболее детально освещенном геологическими работами, П. Е. Харитонов установил наличие по крайней мере четырех параллельных Жадовскому уступу рядов соляных структур, к которым относятся структуры: Коровинская, Гремячинская, Озинкская, Чалыклинская, Карташевская, Меркенская, Марковская, Нариманская, Жегулевцевская, Хорольская, Новозизевская, Песчаномарская и Мелового Мара (Вахрушев и Рождественский, 1953). Детализируя эти данные, И. И. Кожевников к югу от Жадовского уступа выделяет следующие зоны с различным

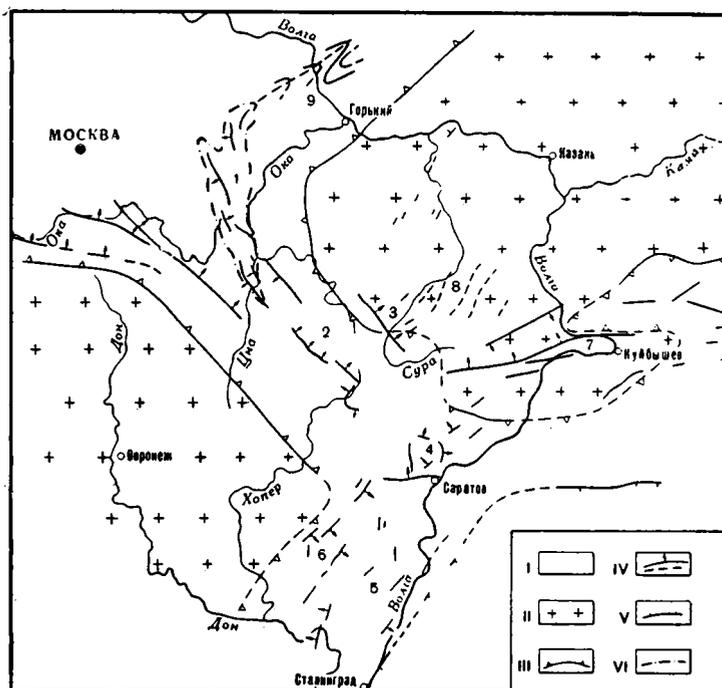
проявлением соляной тектоники (с севера на юг): 1) зону небольших, но резких, чаще полукупольных или сильно разбитых поднятий (Ичкинское, Гремячинское, Цыгановское и др.) с выходами верхнего, реже нижнего мела; 2) зону вытянутых вдоль уступа значительных по площади поднятий (Озинковское, Гремячинское и др.) с выходами верхнего мела, интенсивно нарушенных продольными и более короткими поперечными сбросами и имеющих весьма спокойные и пологие периклинали; 3) зону сильно вытянутых поднятий с отложениями мела или юры в сводах (Марковское и др.) с менее сложной и более закономерно расположенной системой дизъюнктивных нарушений. Продольные сбросы этих поднятий имеют большую протяженность и образуют грабены широтного простирания; 4) зону неориентированных по отношению к уступу поднятий (Нижнечижинское и др.).

Основываясь на наметившейся зональности в расположении соляных куполов, И. И. Кожевников предполагает, что южнее Жадовского уступа и Токаревского сброса существует несколько структурных перегибов (без разрыва сплошности пород), ступенчато спускающихся к Прикаспийской синеклизе.

Вдоль Сталинградского уступа также местами улавливается согласная с ним ориентировка длинных осей соляных куполов. Наличие этой выдержанной ориентировки соляных структур Ю. А. Косыгин объясняет тем, что Жадовский и Сталинградский уступы, ограничивая распространение тектонически активных соляных толщ, экранируют направленное по восстанию пластов течение соли, поэтому вдоль них образуются краевые солевые валы.

Равно как и Сталинградский, Жадовский уступ — это один из важнейших структурных форм юго-восточной части Русской платформы. Его простирание совпадает с простиранием широтных флексур, разломов и плакантиклиналей Саратовского и Куйбышевского Заволжья и, в частности, с простиранием Жигулевского поднятия. Л. Н. Розанов (1946, стр. 29) указывал, что «...моноклиналильные склоны Бугурусланского нефтеносного района и юго-восточного продолжения Жигулевского поднятия, видимо, представляют собой одну систему моноклиналильного погружения к Прикаспийской депрессии. Прослеженные и намечаемые здесь тектонические системы и полосы куполовидных поднятий, дугообразно изгибаясь, повторяют внешний контур Прикаспийской депрессии».

Проведенный в последние годы Н. С. Шатским (1955) анализ тектонических форм юго-восточной части Русской платформы позволяет говорить об имеющихся пространственных структурных связях гораздо более определенно. Они достаточно отчетливо заметны на составленной им палеогеологической карте преддевонского среза средней части Русской платформы (см. фиг. 69). Н. С. Шатский (1955, стр. 21) указывает, что «...подобно тому, как на севере тектонические формы, унаследованные от рифейских дислокаций Пачелмского прогиба, раструбом расходятся на южном крыле Московской синеклизы, точно таким же раструбом расходятся и молодые структуры на юго-восточном конце прогиба и примыкающих северной и западной окраин той тектонической зоны, которую не совсем правильно я называю Прикаспийской синеклизой; это скорее не синеклиза, а сложная Прикаспийская плита». По его мнению (Шатский, 1955, стр. 23), «...опускание рифейской Прикаспийской синеклизы совершалось по глубоким разломам, внутренним углом входящим в тело Русской плиты». Именно по этим разломам — Сталинградскому (Заволжскому) и Жадовскому следует проводить западную и северную границы Прикаспийской синеклизы, как справедливо замечал Н. С. Шатский (1948) в одной из более ранних работ, посвященных сравнительной тектонике древних платформ.



Фиг. 69. Палеогеологическая карта преддевонского среза средней части Русской плиты (по Н. С. Шатскому, 1955)

I — рифейские осадочные толщи; *II* — дорифейский кристаллический фундамент; *III* — границы структур; *IV* — унаследованные верхнепалеозойские и мезокайнозойские тектонические формы; *V* — Сталинградский и Жадовский уступы; *VI* — Окско-Цнинский вал и его переклиналиное окончание. Объяснение структур на карте: *1* — Окско-Цнинский вал, *2* — Керенско-Чембарское поднятие, *3* — Сурско-Мокшанское поднятие, *4* — Саратовские дислокации, *5* — Доно-Медведицкий вал, *6* — Медведицко-Бузулукская система, *7* — Жигулевское поднятие, *8* — Карсуниды, *9* — периклиналиное окончание Окско-Цнинского вала

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПОЛОЖЕНИЯ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Вопрос о закономерностях расположения соляных куполов Прикаспийской синеклизы неоднократно привлекал внимание исследователей. Еще в дореволюционные годы, в первый период изучения и промышленного освоения нефтяных богатств Западного Казахстана, буровые работы показали наличие соли в разрезах целого ряда структур. Она была вскрыта скважинами непосредственно под гипсами на Карачунгуле, под красноцветами «пермтриаса» на Доссоре, Сатепалды, Акаткуле и Новобогатинске, под песками и глинами средней юры на Искине, а также под породами мела и палеогена на Сатепалды и Джалтыре. Несмотря на это, в то время наличие соли в разрезах структур не ставилось в связь с тектоникой. В печати даже появлялись высказывания о том, что гипсы оз. Карачунгул являются осадками Каспийского моря (Лебедев, 1913). Только для Новобогатинска и Искине Н. Н. Тихонович (1915) предполагал диапировое положение соли по отношению к окружающим породам. Гораздо более определенно о солянокупольной природе расположенных в низовьях рек Эмбы, Сагиза и Урала нефтеносных структур писал в своих рукописных докладах и заключениях К. И. Богданович. Несколькими позднее, в лекциях курса месторождений нерудных полезных ископаемых, прочитанного в 1919 г. в Петроградском горном институте, он сравнивал условия нефтеносности Прикаспийских степей с условиями нефтеносности солянокупольных районов Ганновера и Луизианы (Богданович, 1921).

Первую схему тектоники осадочного чехла Прикаспийской синеклизы опубликовал в 1924 г. Н. Н. Тихонович (1924). Он наметил в ее пределах пять антиклинальных зон — Гурьевскую, Доссорскую, Иманкаринскую, Терсакканскую и Темирскую с простиранием, близким к меридиональному (см. фиг. 1). Сведя все известные к тому времени купола в намеченные зоны, он вынужден был придать последним причудливо ветвящуюся и изгибающуюся форму, и, тем самым, как бы подчеркнул искусственность своих построений. Однако схема Н. Н. Тихоновича долгие годы оставалась единственной и была использована А. Д. Архангельским (1934) при составлении тектонической карты Восточно-Европейской платформ.

К началу тридцатых годов, после широкого развертывания геолого-поисковых работ на нефть в низовьях рек Эмбы и Сагиза, наличие прямой связи куполов Прикаспийской синеклизы с соляной тектоникой уже ни у кого не вызывало сомнений. Но установить закономерности их размещения еще долго не удавалось. Этому препятствовала, с одной стороны, слабая и неравномерная изученность обширной территории их распространения, а с другой стороны естественное в те годы стремление увязать расположение соляных куполов с господствующими простираниями складчатости в соседних с Прикаспийской синеклизой областях.

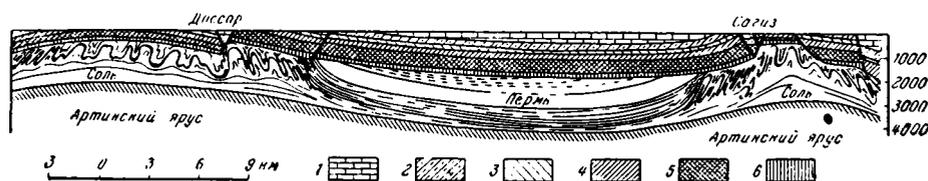
Решение вопроса о направляющих простираниях в расположении соляных куполов тесно связано с решением вопроса о том, в какой степени они наследуют структуру подсолевого ложа. Еще в 1915 г. Н. Н. Тихонович (1915), не придававший в то время существенной роли соли в формировании куполов, предположительно связывал наличие на них трещин, по которым произошли сбросы и сдвиги, со скольжением отложений мезозоя по крыльям более древних погребенных складок.

Вслед за ним В. Е. Руженцев (1930), рассматривая тектонику самой восточной части Прикаспийской синеклизы, но распространяя свои выводы на местности, расположенные значительно западнее, указывал, что в пределах Урало-Эмбского района под несогласно залегающими отложениями мезозоя погребена складчатая страна, возникшая одновременно с Уральским хребтом. Соляные массивы куполов, по его мнению, отвечают сводам антиклиналей пермского складчатого фундамента или же несколько смещены по отношению к ним из-за некомпетентного восприятия солью последующих тангенциальных напряжений, наиболее интенсивно проявляющихся в конце мела и в палеогене.

Соображения В. Е. Руженцева были поддержаны С. В. Шумилиным (1933), который считал, что соляная тектоника возникла в результате пликативной складчатости. Последняя наиболее интенсивно проявлялась в доюрское время, в конце юры, на границах неокома и апта, апта и альба, в конце сеномана, в сантоне, в конце мела, между палеогеном и сарматом, сарматом и акчагылом. Однако при этом он оговаривался, что «... в том же направлении, а в некоторых случаях, может быть, даже в большей степени, чем послепермская складчатость, действовала тяжесть юрских и более молодых отложений» (Шумилин, 1933, стр. 13). Для подтверждения этого положения он ссылался на соляные купола Кок-булак, Май-кудук и Джаль-мурза, ориентировка которых всецело зависит от очертания той сенонской мульды, по периферии которой они расположены. Несмотря на это, С. В. Шумилин, как и его предшественники, все же намечал тектонические линии субмеридионального направления, к которым якобы приурочены соляные купола, и выделял следующие их цепочки: Доссале — Акаткуль — Байчунас — Тюлегень — Доссор — Таскудук, Сатепалды — Бисбулюк — Сагиз — Магат, Косчагыл — Кызылкала — Алтыкуль, купола Таганской гряды, Шубар-жилан — Кызылджар — Алтыкарасу, Чинли — Джаксымай — Джаманагач. «Тем не ме-

нее, — указывал он, — это направление, вероятно, не является уникальным для всего района. По-видимому, существуют направления, пересекающиеся с первым под некоторым углом» (Шумилин, 1933, стр. 12).

И. Г. Пермяков (1933) первоначально считал, что после накопления пластов, покрывающих соль, произошла пликативная дислокация, послужившая импульсом к выжиманию соли в своды возникших антиклиналей



Фиг. 70. Идеальный разрез Доссор и Сагиз (по И. Г. Пермякову, 1933)

1 — сено + турон; 2 — сеноман + альб; 3 — апт; 4 — неоком; 5 — юра; 6 — «пермтриас»

(фиг. 70). Но впоследствии он (Пермяков, 1935, 1936, 1937) пришел к выводу, что соляные штоки занимают синклинальные прогибы между древними складками. Основываясь на преобладающем северо-восточном простирании соров, И. Г. Пермяков (1935) даже наметил положение одной из этих складок, которая в виде погребенного края прослеживается между куполами Искине и Макат на расстоянии свыше 100 км и залегает на глубине до 1000 м между куполами Доссор и Сагиз.

Одновременно с ним А. А. Борисов, Н. И. Буялов, Э. Э. Фотиади и Н. И. Черепанов (1935) предполагали, что накопление соли происходило в синклиналях докунгурских складок, но процесс этот не охватывал сразу всю Прикаспийскую синеклизу, а постепенно смещался с севера на юг в течение кунгура и верхней перми. По их мнению, образование соляных куполов началось после складчатости, произошедшей на севере между юрой и триасом, а на юге между юрой и мелом. В результате воздействия последующих тангенциальных напряжений палеозойские синклинали сжимались. Находившаяся в них соль выдавливалась вверх, приподнимала и растягивала покрывающие ее породы и образовывала в них куполообразные своды. Позднее Н. И. Буялов (1937) уже не придавал ведущей роли тангенциальным напряжениям в образовании соляных куполов, но по-прежнему считал, что они возникли над синклиналями подсолевого ложа (фиг. 71).

Наконец, на вероятную косвенную связь соляных куполов с погребенными складками указывал И. П. Смилга (1937), по мнению которого соль накапливалась над отрицательными элементами докунгурского погребенного рельефа — над размытыми сводами артинских складок (см. фиг. 72). Однако различная ориентировка длинных осей соляных куполов не позволяла уловить простирание гипотетических погребенных складок подсолевого ложа. Нередко открытие нового соляного купола нарушало, казалось бы, уже наметившиеся структурные связи между ранее известными куполами. Да и сама ширина погребенной складчатой полосы, простирающейся от южных отрогов Уральского хребта далеко на запад, для многих исследователей казалась сомнительной. В частности, против предположений о ее наличии возражал некогда Д. В. Наливкин (1930). Он выдвинул оригинальную, но спорную гипотезу образования соляных куполов, согласно которой последние, вне зависимости от структуры подсолевого ложа, возникли исключительно за счет физико-химических процессов, приводивших к местному увеличению объема гипсов и соли.

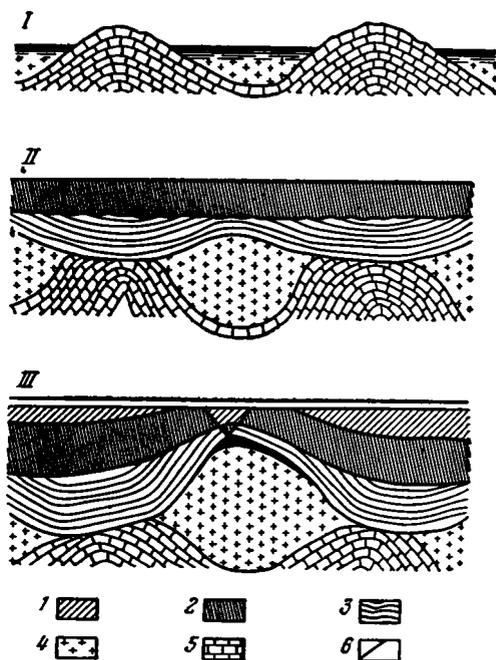
Попытку увязать простирания куполов с простираниями складчатых сооружений Урала и Мангышлака предпринял в 1940 г. Н. А. Швембергер. Основываясь главным образом на материалах по промысловому району Южной Эмбы, он пришел к выводу о том, что там преобладают северо-западные простирания длинных осей соляных куполов, что, по его мнению, обусловлено равнодействующими влияниями упомянутых складчатых зон.

Напротив, В. С. Чернобров в рукописных работах пытался объединить купола разных простираний в систему ветвящихся цепочек, напоминающих расположение складок Апшеронского полуострова и Кабристана. Подобные структурные связи он считал наиболее характерными для областей погружения складчатых зон.

Ю. А. Косыгин первоначально отрицал наличие какой-либо линейности в расположении соляных куполов и считал, что их ориентировка обусловлена незакономерно расположенными расколами в глубоко погруженном кристаллическом фундаменте. Однако положение этих разломов в плане он не пытался наметить даже в порядке постановки вопроса.

Позднее совместно с Н. А. Швембергером и Ю. П. Никитиной (Косыгин, Швембергер, Никитина, 1948) он пытался уловить генетические связи между выделенным Ю. П. Никитиной (1948) Байчунасским меловым (точнее нижнемеловым) прогибом и расположенными в его пределах соляными куполами (см. фиг. 73). Если допустить, что этот прогиб действительно существует и наметился в неокоме, то следует обратить внимание, что размеры его невелики (не более 120×80 км) и глубина его прогибания от неокома до нижнего альба в осевой зоне не превышает 115 м. Поэтому остается неясным, могла ли повлиять на ориентировку несомненно уже ранее существовавших соляных куполов ничтожная дополнительная нагрузка, создавшаяся за счет отложений нижнего мела. Характерно, что авторы этой статьи в качестве примера разнообразной ориентировки длинных осей соляных куполов ссылаются на располагающиеся взаимно перпендикулярно купола Байчунас и Тюлегень, находящиеся в осевой зоне Байчунасского прогиба. По-видимому, для них осталась неясной причинная связь между простиранием изопахит Байчунасского прогиба, намеченного Ю. П. Никитиной, и простираниями реально существующих соляных куполов.

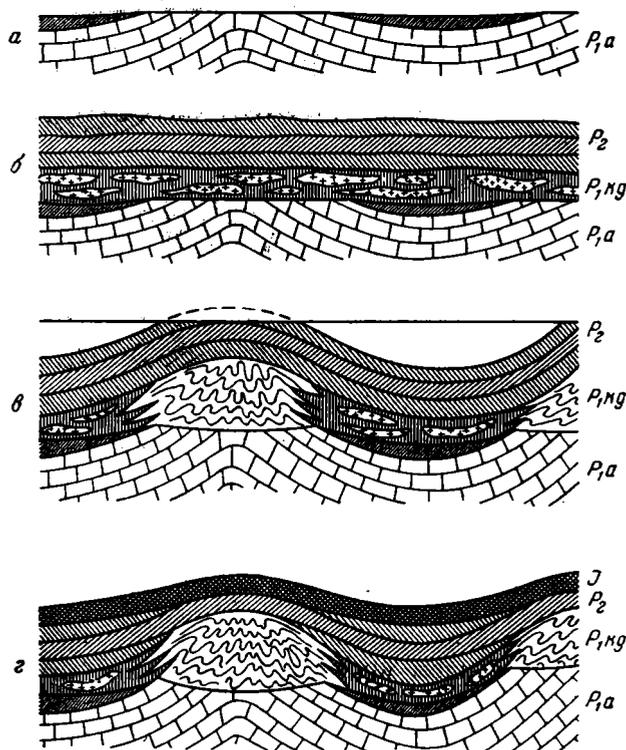
Примерно таких же взглядов придерживался Н. В. Неволин (1951), который указывал, что в пределах выделенной им с учетом суммарной мощности меловых отложений Абжель-Ракушинской котловины соля-



Фиг. 71. Схема последовательности образования соляных куполов (по Н. И. Буялову, 1937)

I — в нижнепермскую эпоху, II — в юрскую эпоху, III — в конце третичной эпохи
 1 — меловые отложения; 2 — юрские отложения;
 3 — верхнепермские отложения («пермотриас»);
 4 — химические осадки кунгурского века; 5 — артинские отложения; 6 — тектонические нарушения.
 Черным цветом показаны породы кепрока

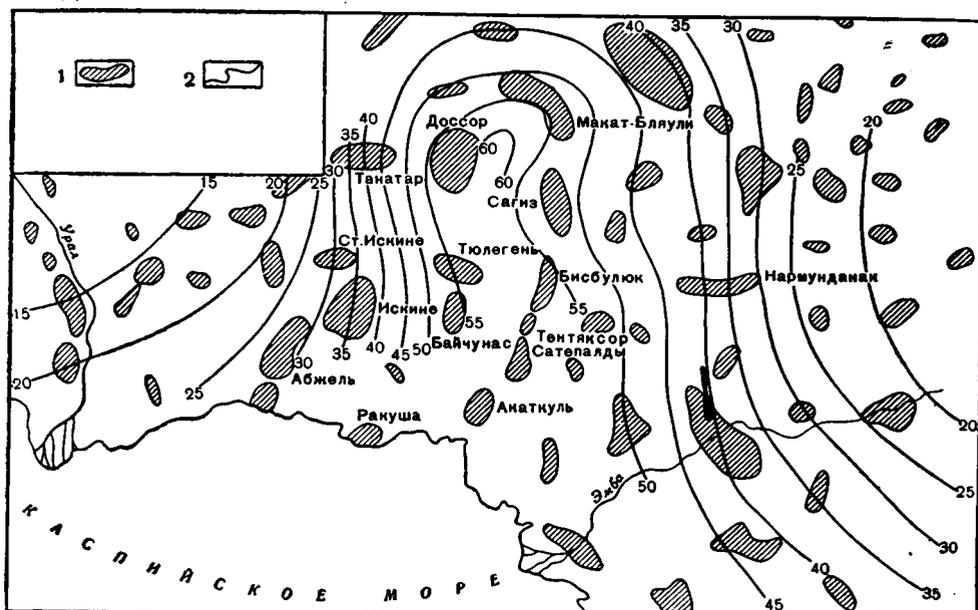
ные купола располагаются параллельно линиям изопахит (см. фиг. 74). При проведении последних он опирался на данные сейсморазведки о глубинах залегания подошвы неокома (III отражающего горизонта) в наиболее погруженных участках межкупольных депрессий. Учитывая данные сейсморазведки, Н. В. Неволин пришел к выводу, что от соляных куполов Карабатан, Танатар, Доссор, Сагиз, Бисбулюк, Тентяксор и Сатепалды, обнимающих полукольцом наметившуюся котловину, мощность



Фиг. 72. Последовательные фазы формирования соляных куполов (по И. П. Смилга, 1937)

a — размытая поверхность складок в конце артинского века; *б* — предполагаемый разрез структуры перед древнекиммерийской фазой; *в* — предполагаемый разрез через купол после древнекиммерийской фазы; *г* — предполагаемый разрез через купол после новокиммерийской фазы

меловых отложений плавно увеличивается с 1200—1600 м до 2200 м в районе Абжель-Ракушинской межкупольной депрессии, окруженной соляными куполами Абжель, Искине и Ракуша. Наличие Абжель-Ракушинской котловины Н. В. Неволин предположительно связывал с погребенным докунгурским прогибом. Однако впоследствии сейсморазведка показала, что никакого докунгурского прогиба в районе упомянутых соляных куполов нет и подсолевое ложе от Абжель-Ракушинской мульды полого погружается к северу, к куполам Танатар и Доссор, с глубины 6300 до глубины 7100 м (см. фиг. 61). Только в Абжель-Ракушинской мульде сохранились от размыва мощные отложения палеогена, нижнего и среднего миоцена в то время, как в наиболее прогнутых участках остальных межкупольных депрессий прослеживаются мергельно-меловые породы, принадлежащие различным, точно не установленным горизонтам сенона. Поэтому суммарная мощность меловых отложений в них может быть определена условно. Кроме того, закономерное уве-



Фиг. 73. Байчунасский меловой прогиб по изопакитам нижнего альба (по Ю. А. Косыгину, Н. А. Швембергеру и Ю. Н. Никитиной, 1948)

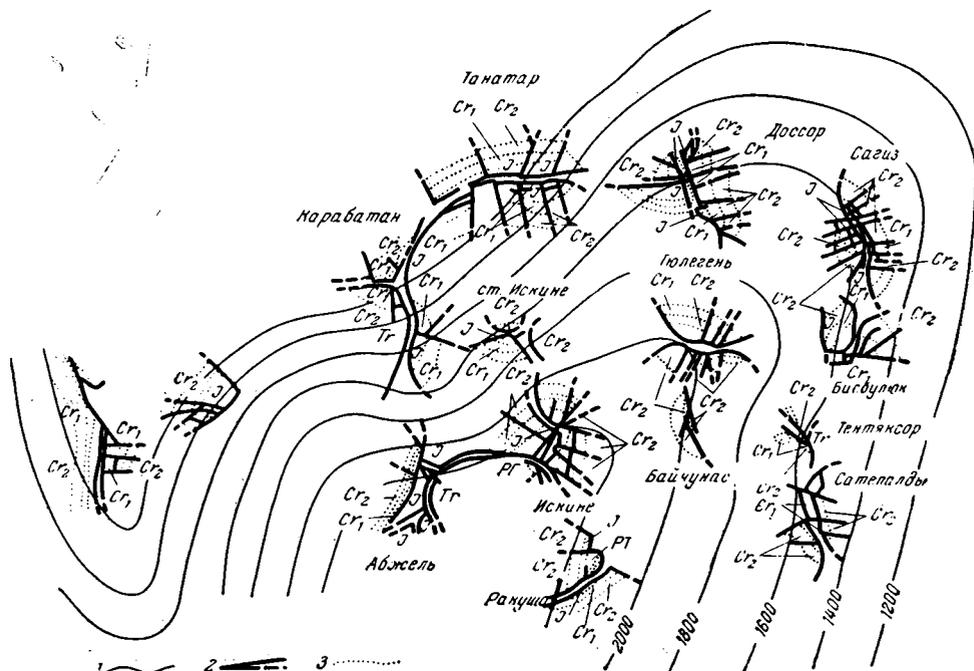
1 — соляные купола, 2 — изопакиты нижнего альба

личение мощности меловых отложений в межкупольных депрессиях по мере приближения к Абжель-Ракушинской мульде должно было бы определять увеличение интенсивности соляной тектоники в том же направлении, чего в действительности не наблюдается. Но, если несмотря на это, Абжель-Ракушинская котловина в контурах, намеченных Н. В. Неволиным, реально существует, то длинные оси расположенных в ее пределах соляных куполов зачастую не подчинены простиранию изопакит мела и даже их пересекают (длинные оси куполов Абжель, Карабатан, Танатар, Доссор), нарушая наметившуюся закономерность.

Зависимость соляной тектоники от формирования крупных прогибов в надсолевых отложениях пытался уловить и П. Е. Харитонов (1955). По его мнению, в связи с формированием Байчунасского и Каратонского прогибов, образовывались местные линейные вспучивания, параллельные изопакитам мезозойских отложений. Соль за счет возникавших горизонтальных усилий первоначально собиралась в вытянутые пологие антиклинали, которые при дальнейшем опускании прогибов распались на отдельные узлы и стремились принять сначала эллипсоидную, а затем округлую форму.

Иные соображения о структурных связях соляных куполов были высказаны Н. А. Калининым в 1951 г. в неопубликованной монографии. Его взгляды на структурные связи между соляными куполами напоминают взгляды В. С. Черноброва, а мнение о причине возникновения этих связей приближается к первоначально высказанному Ю. А. Косыгину мнению о направляющем влиянии разломов кристаллического фундамента. В отличие от Ю. А. Косыгина, Н. А. Калинин в пределах Прикаспийской синеклизы наметил целую сеть взаимно пересекающихся гипотетических региональных разломов, на оценке достоверности проведения которых мы остановимся ниже. Здесь же отметим, что, по мнению

Н. А. Калинина, от этих разломов, как бы обтекая их концентрическими волнами, отходят основные разломы в надсолевых отложениях, рассеченные, в свою очередь, радиальными разломами. Соответственно с этим Н. А. Калинин разместил вдоль упомянутых разломов в надсолевых отложениях цепочки соляных куполов, расположение которых хорошо видно на опубликованной им позднее (Калинин, 1954) схеме (см. фиг. 76).



Фиг. 74. Сопоставление простираения солянокупольных структур с направлением изопакит (по Н. В. Неволину, 1951)

1 — изопакиты суммарной мощности меловых отложений; 2 — сбросы; 3 — геологические границы

Но условность выделения разломов в надсолевых отложениях была очевидна автору, который в объяснении к упомянутой схеме называет их не разломами, а тектоническими линиями.

Некоторые исследователи считали, что появление и пространственное размещение соляных куполов Прикаспийской синеклизы определяли колебательные движения. Основываясь на стратиграфическом анализе разреза, М. М. Тетяев (1948) пришел к выводу, что Урало-Эмбенская область возникла в пределах герцинской платформы и является альпийской субгеосинклиной. При этом колебательные движения помимо общей формы субгеосинклинали обусловили одновременное с ней возникновение ее куполовидных структур. Последние, по мнению М. М. Тетяева, связаны с особым характером развития земной коры при субгеосинклинальном режиме и не находятся во взаимосвязи с наличием соли в стратиграфическом разрезе. М. М. Тетяев считал, что на фоне развития колебательных движений возникали эпизодические вертикальные сжатия земной коры. Их слабое проявление оказывало воздействие лишь на ультрапластичные отложения кунгура. Это воздействие выразилось в выдавливании и перемещении соли в растущие купола с образованием внутри них соляных штоков.

Позднее В. Я. Авров (1950, 1955) указывал, что пространственное размещение соляных куполов обусловлено характером первичного рельефа поверхности соли. Импульсом к возникновению соляных куполов в местах выпуклостей этого погребенного рельефа, по мнению В. Я. Аврова, послужили колебательные движения. Он считал, что на Прикаспийскую синеклизу со стороны Кавказа воздействовали нисходящие, а со стороны Урала — восходящие движения, имеющие в начале мезозоя характер макроколебаний. Амплитуда их была различной, что «... в отдельных участках депрессии уже должно было обуславливать региональные напряжения в толще слагающих район пород» (Авров, 1955, стр. 211). Реакция гидрохимических осадков кунгура на такие напряжения «...могла доходить вплоть до превращения их в своеобразный флюид, способный к межпластовой миграции и локализации в определенных благоприятных участках» (Авров, 1955, стр. 211). «...Слабый захороненный рельеф и оказался благоприятным для концентрации соли во время перехода ее в пластичное (мобильное) состояние» (Авров, 1955, стр. 212).

Наконец, А. Н. Гейслер (1951, 1956) указывал, что при колебательных движениях Прикаспийской синеклизы в периоды прогибаний надсолевые отложения подвергались растяжению и расчленились на отдельные полигоны, а в периоды поднятий в ослабленные зоны на стыках этих полигонов под давлением снизу внедрялась соль, образуя соляные купола. Он пришел к выводу, что основные трещины, разделяющие купола на отдельные крылья, располагаются по гексагональной симметрии (образуя определенные сочетания (угол, грань, двойник, тройник, четверник, полигон), в которых они сходятся под углами в 120°). Однако, укладывая в жесткие рамки гексагональной закономерности все разнообразие простираний дизъюнктивных нарушений на соляных куполах Прикаспийской синеклизы, А. Н. Гейслер не объяснял, почему при колебательных движениях должна возникать именно гексагональная, а не какая-либо иная система разломов, ограничивающих крылья куполов.

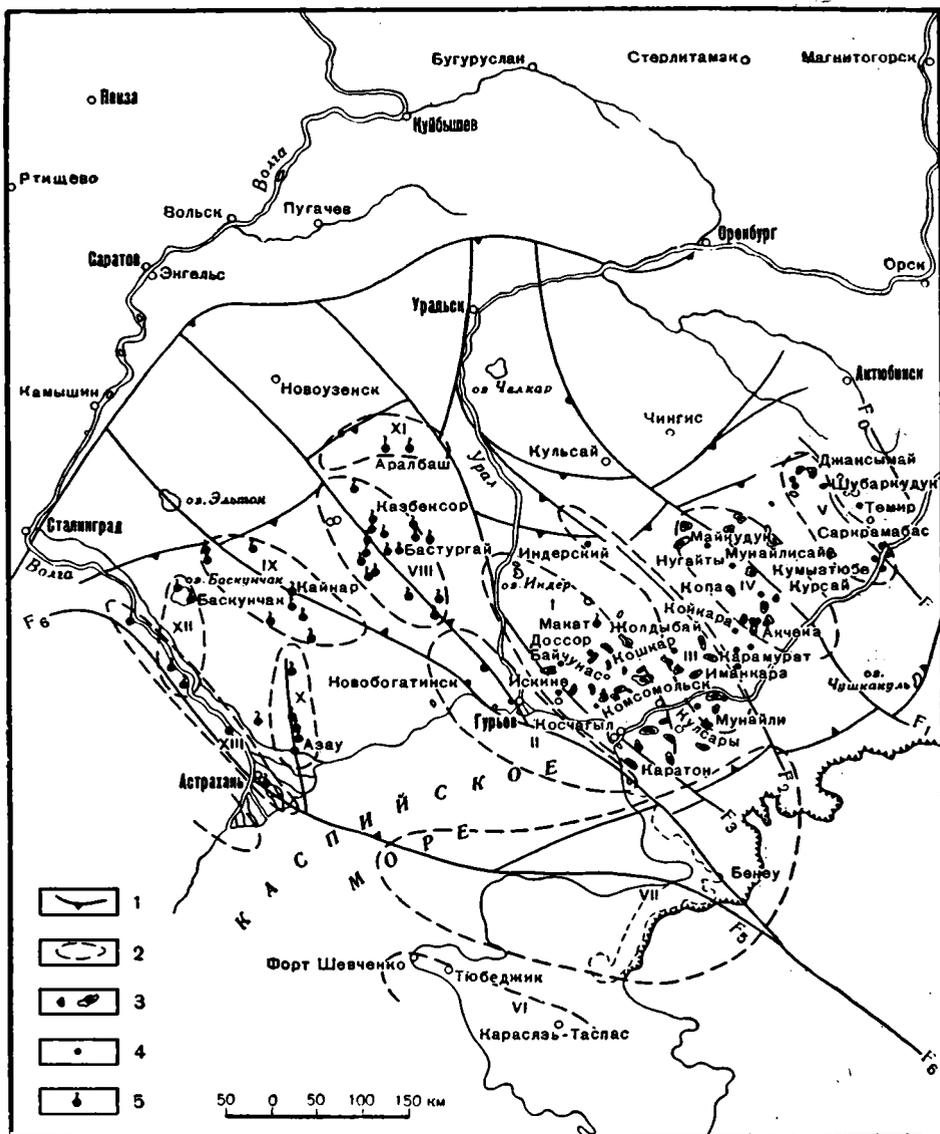
Между тем, как мы уже указывали в предыдущих разделах данной главы, в пределах Прикаспийской синеклизы, в ее наиболее изученной восточной части, в расположении соляных куполов и межкупольных депрессий наблюдается определенная зональность крупного плана. Ее наличие вызвано рядом взаимообусловленных причин — глубина залегания подсолевого ложа определяла мощность накопившихся гидрохимических осадков кунгура и их фациальный состав. Учитывая, что верхняя граница кунгура является скорее фациальной, нежели стратиграфической, можно утверждать, что соленакопление на обширных пространствах Прикаспийской синеклизы прекратилось неодновременно. В начальные этапы накопления континентальных красноцветных отложений перми местами, в тектонически погруженных участках, по-видимому, еще сохранялись остаточные отшнурованные лагуны. Неравномерная мощность перекрывающих соль пород обусловила неравномерную нагрузку на пластичные осадки кунгура.

Сквозь сложный рисунок мозаичного чередования соляных куполов и межкупольных депрессий с каждым годом становятся все более различимыми основные контуры докунгурского структурного плана синеклизы, на фоне которого развились все многочисленные и взаимосвязанные структуры, порожденные соляной тектоникой. Эти структуры возникли вследствие пластического перераспределения гидрохимических осадков кунгура, но их положение и развитие в значительной мере определялось палеозойской (докунгурской) структурой синеклизы, а эта последняя, в свою очередь, движениями крупных блоков фундамента по разломам глубокого и древнего заложения.

РАЗЛОМЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Еще в те годы, когда гипотеза о складчатом строении подсолевого ложа Прикаспийской синеклизы находила своих многочисленных сторонников, в печати появлялись статьи, противоречащие ей. Так, Л. П. Смирнов, вероятно, разделявший взгляды А. Д. Архангельского (1923) на структуру юго-востока Русской платформы, указывал, что поскольку «... Урало-Эмбенский район расположен на шите в условиях большой жесткости, то породы, залегающие ниже соляной свиты, должны находиться почти в горизонтальном залегании, и складок, в том смысле, как их обычно понимают, здесь быть не может. Здесь возможны лишь незначительные дислокации глыбового типа, свойственные жестким системам» (Смирнов, 1933, стр. 153).

Впоследствии, как было уже отмечено выше, соображения о наличии разломов в кристаллическом фундаменте Прикаспийской синеклизы высказывали Ю. А. Косыгин и Н. А. Калинин (1951). Однако, если Ю. А. Косыгин (1950) считал, что разломы фундамента располагаются незакономерно, то Н. А. Калинин в неопубликованной монографии «Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана» (1951) предположительно наметил две взаимно пересекающиеся системы разломов. Он выделил разломы древнего заложения: Сталинградский, Хобдинско-Аралсорский и Астраханско-Устюртский, а также пересекающие и смещающие их более молодые разломы: Тамдыкульский, Иманкаринский, Каратонский, Новоказанский и Новобогатинский. Для обоснования этой сети разломов Н. А. Калинин ограничился указанием, что она была им намечена с учетом данных гравиметрии, характера эрозионной сети и контуров берегов Каспия, морфологии соляных куполов и других косвенных признаков. Более конкретные выводы об этом он сообщил в недавно опубликованной статье (Калинин, 1958). Он считал, что докембрийский фундамент солянокупольной территории Западного Казахстана разбит на блоки крупными разломами двух направлений: северо-восточного и северо-западного (фиг. 75). Дифференцированные подвижки этих блоков фундамента обусловили, по его мнению, возникновение в покрывающих их породах крупных флексуорообразных структур платформенного типа. При этом «...разломы северо-западного направления, будучи параллельными Кавказу, особенно проявили себя в течение альпийского этапа тектогенеза (в большей степени, чем северо-восточные), поскольку в это время преобладало погружение всей области в сторону Кавказа» (Калинин, 1958, стр. 27). С возникшими над этими разломами крупными флексуорообразными структурами северо-западного простирания, по мнению Н. А. Калинина (1958, стр. 30), связана повышенная нефтегазоносность, причем «... периодическое чередование зон продуктивных и непродуктивных куполов обусловлено ступенчатым погружением фундамента от Приуралья к Каспийскому морю». Из дальнейшего будет видно, что все разломы северо-западного простирания, намеченные Н. А. Калинин, не подтверждаются данными теологии и геофизики, что вряд ли говорит в пользу их существования. Предваряя последующее изложение материала, отметим, что сам Н. А. Калинин (1954) в одной из более ранних статей на схеме расположения соляных куполов (см. фиг. 76) показал разломы северо-западного простирания — Новоказанский, Новобогатинский, Каратонский и Иманкаринский, но на следующей странице той же статьи привел структурную карту поверхности подсолевого ложа (см. фиг. 77), на которой видно, что эти гипотетические разломы никак не отражаются на поведении сейсмоизогипс подсолевого ложа, а следовательно, не могут контролироваться



Фиг. 75. Расположение разломов кристаллического фундамента Прикаспийской синеклизы (по Н. А. Калинину, 1958; схематизировано)

1 — предполагаемые разломы в фундаменте; 2 — нефтеносные (I — VII) и газоносные — основные из предлагаемых (VIII — X) зоны; 1 — Доссор-Косчагыльская, II — Новобогатинская, III — Иманкаринская, IV — Тамдыкульская, V — Шубаркудукская, VI — Южно-Мангышлакская, VII — Бузачино-Устюрская, VIII — Новоказанская, IX — Азисорская, X — Азауская; 3 — нефтяные промыслы; 4 — естественные нефтепроявления; 5 — естественные газопроявления

распределение мощностей и фаций гидрохимических осадков кунгура и, тем более, отложений надсолевого комплекса.

Соображения Н. А. Калинина о наличии северо-западных разломов кристаллического фундамента Прикаспийской синеклизы поддержал в ряде статей П. Е. Харитонов (1954₁, 1954₂, 1955₃). Он пришел к выводу, что к востоку от р. Урал фиксируются в виде различно выраженных флексур осадочного чехла три разлома кристаллического фундамента, которые (за исключением северных частей) совпадают с Каратонским, Иманкаринским и Тамдыкульским разломами Н. А. Калинина.

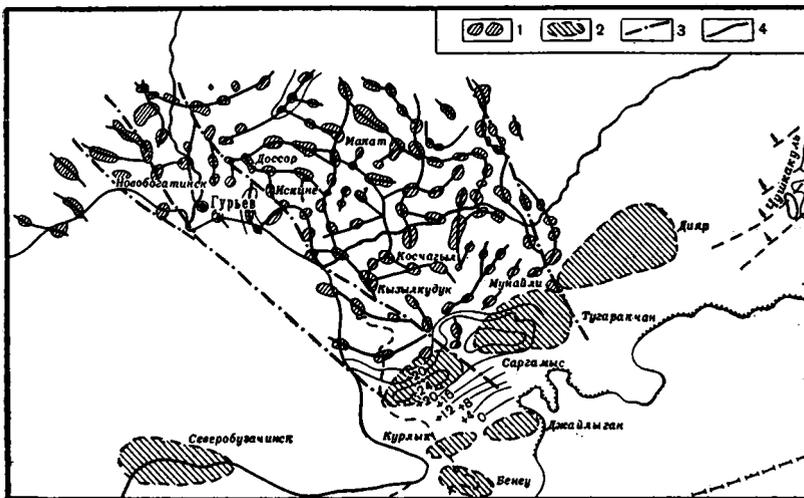
По мнению П. Е. Харитонova, западный разлом — Каратонский, протяженностью до 500 км, от Тугаракчанского поднятия в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума прослеживается на север, пересекает низовья р. Эмбы, дельту р. Урал и по долине последней направляется к пос. Калмыково и оз. Челкар.

Средний разлом — Иманкаринский, протяженностью свыше 450 км, от крутого изгиба северных чинков Устюрта в урочище Токсанбай следует на северо-запад, огибает плато Кулюнкулю и Шульмра, пересекает р. Эмбу ниже урочища Кандарал и р. Сагиз западнее ст. Джан-Терек железной дороги Кандагач — Гурьев, а затем плавно поворачивает к северу, проходя вдоль подножия Зауральских сыртов. П. Е. Харитонов (1955₃, стр. 36) указывает, что Каратонский и Иманкаринский разломы «...огибают с запада и востока Хобдинский вал и его продолжение к югу, где гравитационное поле отличается спокойным характером и несколько повышенными значениями аномалий силы тяжести».

Наконец, восточный разлом — Донгелексорский (по Н. А. Калинину — Тамдыкульский), протяженностью около 400 км, от места смыкания Чаграйского плато с Устюртом направляется на северо-запад, пересекает р. Сагиз ниже устья р. Терс-аккан, откуда плавно поворачивает на север, затем на северо-северо-восток и пересекает р. Уил ниже промысла Шубар-кудук.

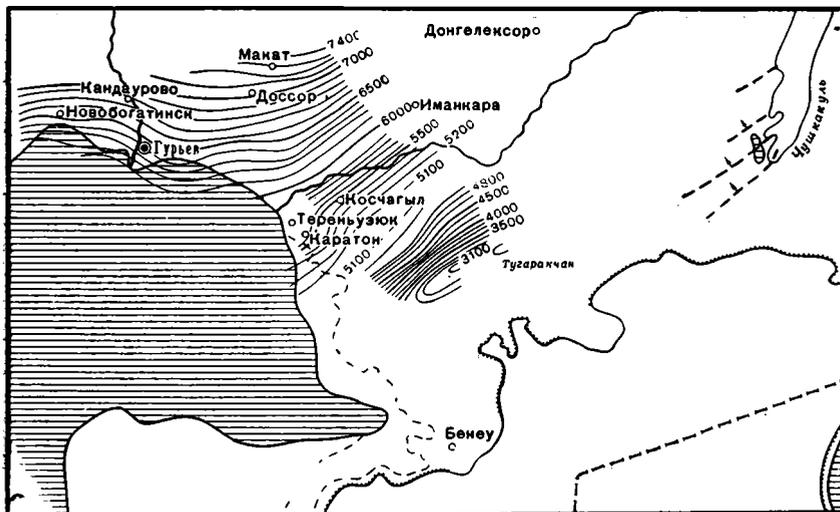
П. Е. Харитонов считает, что наличие упомянутых разломов кристаллического фундамента и отвечающих им флексур осадочного чехла доказываются геофизическими, геологическими и геоморфологическими данными. В частности, для Каратонского разлома он указывал, что на составленной им карте изменения амплитуд гравитационных аномалий «... максимальные значения упомянутых амплитуд точно ложатся на линию разлома» (Харитонов, 1954₂, стр. 1302). Из этого утверждения следует, что карта изменения амплитуд гравитационных аномалий лишь подтверждает правильность трассирования разломов, намеченных П. Е. Харитоновым на основании каких-то иных, не геофизических данных. Составленная им карта изменения амплитуд гравитационных аномалий (Харитонов, 1954₂) весьма субъективна, в чем не трудно убедиться при сопоставлении ее с детальными картами аномалий силы тяжести соответствующих участков Прикаспийской синеклизы. Вызывает возражение и метод ее составления. П. Е. Харитонов определял максимальные амплитуды между локальными минимумами и максимумами силы тяжести, зафиксированными в пределах каждого планшета масштаба 1 : 100 000. Однако в Прикаспийской синеклизе локальные минимумы силы тяжести соответствуют соляным куполам, а локальные максимумы — межкупольным депрессиям. Поэтому разность между минимальными и максимальными значениями силы тяжести, зафиксированными на локальных аномалиях, не может выявить региональных закономерностей изменения гравитационного поля. Последние обусловлены целым рядом факторов и, в частности, глубиной залегания подсолевого ложа.

Рассмотрим теперь те геологические и геоморфологические доказательства наличия разломов и отвечающих им флексур в осадочном чех-



Фиг. 76. Схема расположения соляных куполов и платформенных структур Южной Эмбы (по Н. А. Калинин, 1954)

1 — соляные купола; 2 — структуры платформенного типа; 3 — предполагаемые разломы в кристаллическом фундаменте; 4 — тектонические линии в надсолевых отложениях



Фиг. 77. Структурная карта по поверхности подсолевого ложа (по Н. А. Калинин, 1954)

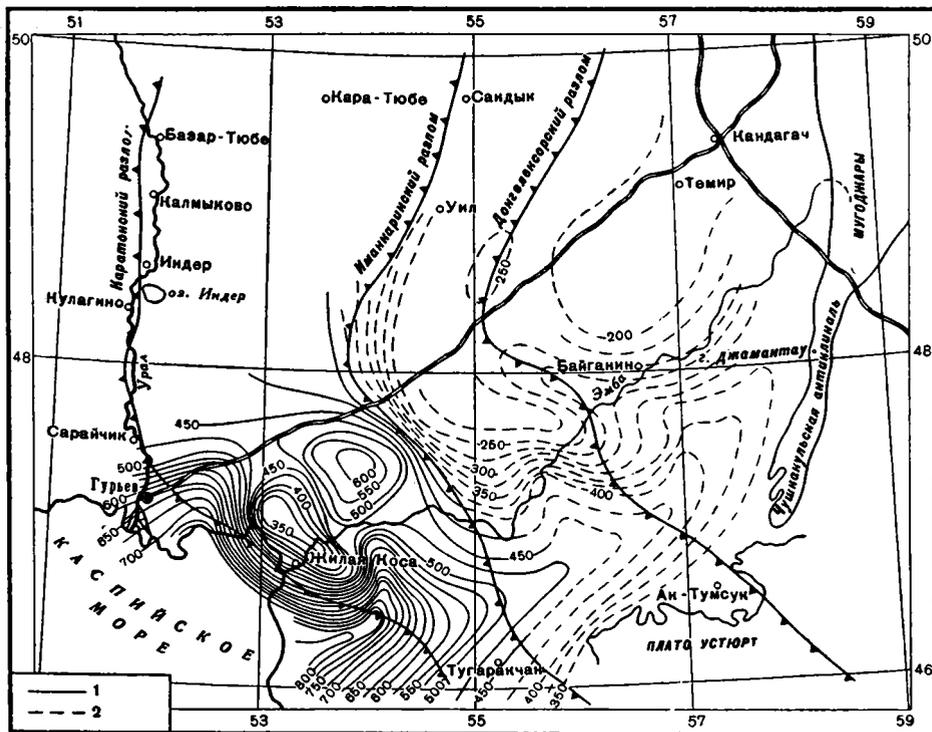
ле, которые приводит П. Е. Харитонов в своих статьях. Он считает, что наличие Каратонского разлома подтверждается почти трехкратным увеличением мощности мезозоя к юго-западу от него, более чем десятикратным увеличением глубины до вершин соляных массивов куполов в его южной части, согласной с его простирием ориентировкой соляных куполов Кзыл-кудук, Асанкеткен и Черная речка, а также расположением по его линии единственных прорванных куполов Карачунгул и Черная речка.

Напомним, что увеличение мощностей мезозоя происходит непрерывно и плавно от низовий р. Эмбы на юг, к осевой зоне Североуртского прогиба. При этом над гипотетическим Каратонским разломом, как показывает огромный геологический и геофизический материал, в мезозойских отложениях вовсе не ощущается флексура, отвечающая этому разлому.

Характерно, что на составленных им самим (Харитонов, 1954₁, 1955₂) схематических картах изопахит отдельных ярусов мезозоя эта флексура не прослеживается (фиг. 78). Напротив, изопахиты всех ярусов мезозоя на этих картах пересекают гипотетический Каратонский разлом и простираются ему параллельно лишь над водами Каспия, т. е. именно там, где они проведены предположительно. На тех же картах по рисунку изопахит П. Е. Харитонов выделяет на юге Каратонский прогиб, на севере — Байчунасский прогиб и разделяющий их относительно приподнятый Жилокосинский выступ. По его мнению, эти структуры являются подсолевыми, но развивались унаследованно на протяжении всего мезозоя. Однако мы уже знаем, что в их районе подсолевое ложе не испытывает изгиба, а моноклинально и весьма полого наклонено на северо-запад. Правильность выделения этих структур в отложениях мезозоя также вызывает сомнение, так как в условиях соляной тектоники выбор исходных цифр мощностей для построения изопахит может быть произведен весьма условно. П. Е. Харитонов при построении карт изопахит учитывал скважины, расположенные на периферии соляных куполов, основываясь на том, что замеренные по ним мощности отдельных горизонтов приближаются к мощностям тех же горизонтов в еще не разбуренных межкупольных депрессиях. Для последних он принимал вероятное увеличение мощностей в среднем на 20—30% и считал, что эти соотношения одинаково пропорциональны для всей территории. Однако это допущение справедливо лишь в том случае, если бы соляные купола были бы повсеместно тождественны по структуре и истории развития. Если согласиться с доводами в пользу наличия упомянутых унаследованных структур, то все равно остается неясным, почему Каратонский разлом, который, по мнению П. Е. Харитонova, также развивался унаследованно в течение всего мезозоя и кайнозоя, пересекает Каратонский и Байчунасский прогибы, не вызывая изменения в направлении изопахит на схематических картах, составленных самим П. Е. Харитоновым.

Увеличение глубины залегания соляных массивов куполов к югу от низовьев р. Эмбы действительно имеет место, но происходит оно не по отношению к гипотетическому Каратонскому разлому, а по отношению к Южно-Эмбенскому краевому плакантиклину Русской платформы. Выше мы указывали, что по мере приближения к нему с северо-запада интенсивность соляной тектоники ослабевает, мощность соли в соляных массивах куполов последовательно уменьшается, а глубина до вершин соляных массивов куполов соответственно увеличивается. Впрочем, в одной из статей П. Е. Харитонов (1955₂) достаточно убедительно подтвердил это положение.

Подтверждение наличия Каратонского разлома П. Е. Харитонов усматривает в согласной с его простирием ориентировке соляных куполов Кзыл-кудук, Асанкеткен и Черная речка. Однако соляные купола



Фиг. 78. Схематическая карта изопхит аптских, альбских и сеноманских отложений суммарно (по П. Е. Харитонову, 1955)

Изопхиты: 1 — достоверные; 2 — предполагаемые

Прикаспийской синеклизы обладают разнообразной ориентировкой длинных осей и нередко располагаются взаимно перпендикулярно (например, купола Тюлегень и Байчунас в зоне гипотетического Каратонского разлома). Поэтому все тектонические построения, в основу которых положены данные об ориентировке соляных куполов, всегда субъективны. Если П. Е. Харитонов намечает линию соляных куполов Кзыл-кудук, Асанкеткен и Черная речка, простирающихся согласно с Каратонским разломом, то до него Ю. А. Косыгин, Н. А. Швембергер и Ю. П. Никитина (1948) говорили о наличии цепочек соляных куполов Доссор — Тюлегень — Байчунас и Сагиз — Бисбулюк — Сатепалды, протягивающихся перпендикулярно к намеченному впоследствии Н. А. Калинин и П. Е. Харитоновым Каратонскому разлому.

Наконец, близ дельты р. Урал располагается не единственный открытый (прорванный — по П. Е. Харитонову) соляной купол Черная речка, а целая группа подобных ему куполов — Новобогатинск, Кусанбай, Каменный и Станция № 2. Эти купола по размерам и характеру тектоники принципиально отличаются от миниатюрного купола Карачунгул, который по деталям своей структуры тяготеет к немногочисленным открытым соляным куполам восточной части Прикаспийской синеклизы, приурочены к полосе неглубокого залегания подсолевого ложа (Журавлев и Самодуров, 1960). К выяснению причин появления в дельте р. Урал группы крупных открытых соляных куполов мы еще вернемся. Здесь же отметим, что объединение линией Каратонского разлома куполов Карачунгул и Черная речка произведено П. Е. Харитоновым необъективно.

Наличие более восточного, Иманкаринского разлома П. Е. Харитонов обосновывает резким увеличением мощностей мезозоя к западу от него. Однако фактов, подтверждающих это положение, нет. Литолого-стратиграфический анализ и сопоставление разрезов надсолевых отложений восточной части Прикаспийской синеклизы показывают, что распределение мощностей и фаций всех отложений мезозоя (начиная с верхнего триаса) и палеогена подчинено общей закономерности, выражающейся в постепенном переходе от больших мощностей и морских фаций (в промышленном районе Южной Эмбы и в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума) к малым мощностям и мелководным или континентальным фациям на востоке и северо-востоке (в Актюбинском Приуралье). Эту закономерность не нарушает гипотетический Иманкаринский разлом, который, впрочем, не отражается сколь-нибудь ощутимо (особенно в своей южной части) на схематических картах изопахит, составленных П. Е. Харитоновым (см. рис. 78).

П. Е. Харитонов указывает, что вдоль Иманкаринского разлома, к северу от параллели 48° сев. широты, почти на 300 км, протягивается резко выраженная граница между меловыми и четвертичными отложениями, причем на большом протяжении вдоль разлома четко прослеживается абразионный уступ хвалынского моря. Однако только на междуречьи Сагиза и Эмбы линия Иманкаринского разлома намечена П. Е. Харитоновым применительно к этому абразионному уступу. Южнее р. Эмбы и севернее р. Сагиз она не только с ним не совпадает, но и не отвечает границе между меловыми и четвертичными отложениями. Последняя к северу от р. Сагиз, вопреки Иманкаринскому разлому, отклоняется не на северо-северо-восток, а, следуя направлению Зауральских сыртов, от места выхода р. Уил в низменную степь, круто поворачивает на северо-запад, к г. Уральску.

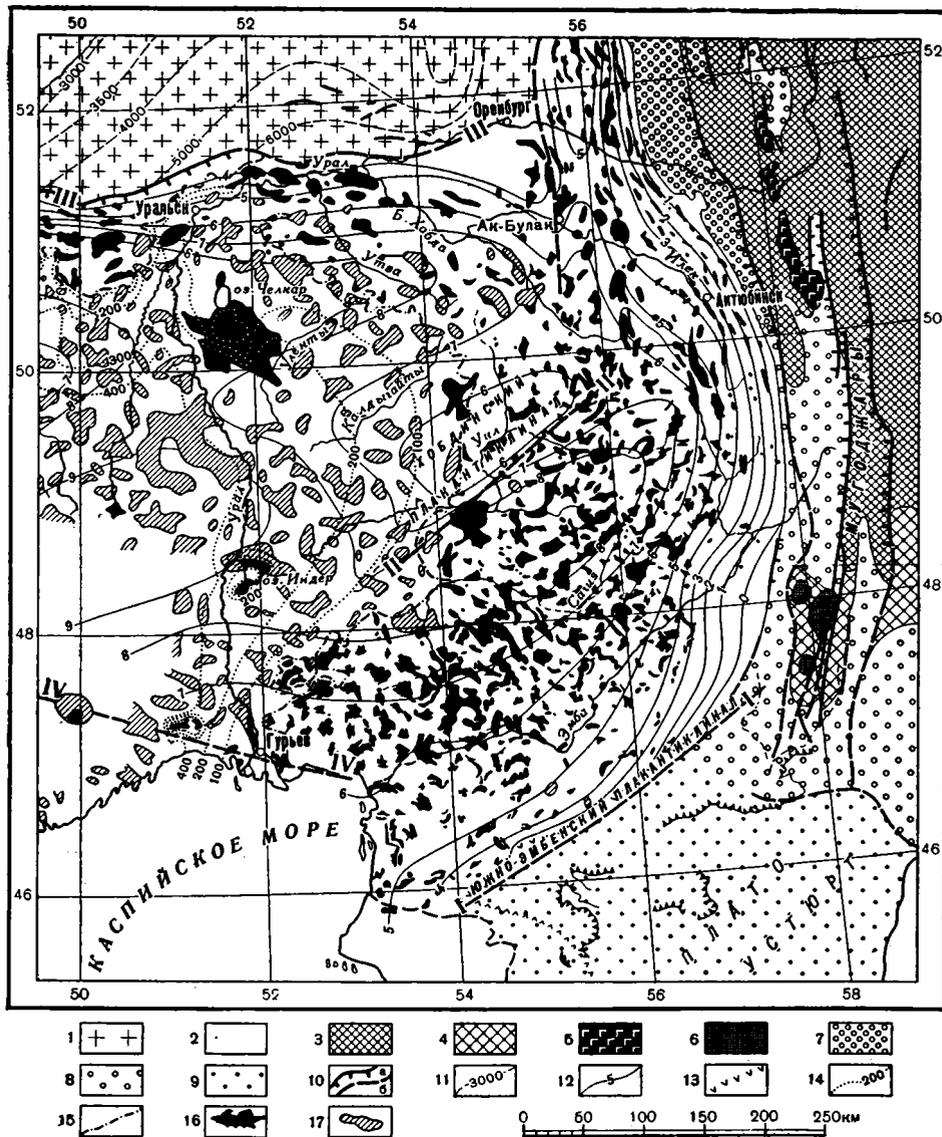
Наконец, намеченный П. Е. Харитоновым Иманкаринский разлом в своей северной части пересекает под прямым углом гравитационную ступень, ограничивающую с юго-востока Хобдинский региональный гравитационный максимум. Именно по этой ступени, а не по гипотетическому Иманкаринскому разлому, происходит резкое изменение амплитуд гравитационных аномалий.

Доказывая наличие Донгелексорского разлома, П. Е. Харитонов учитывает исключительно геологические данные. Он ссылается на отсутствие отложений сармата восточнее предполагаемой линии этого разлома, на некоторое увеличение мощности мезозойских отложений в зоне разлома и, наконец, на различия соляной тектоники к востоку и западу от нее.

Между тем, сохранившиеся от размыва лишь на немногих участках отложения сармата прослеживаются до абсолютных отметок +200 м. Современное положение их наиболее восточных пятен (см. фиг. 32) не определяет восточной границы распространения сарматской трансгрессии, а тем более и положения гипотетического Донгелексорского разлома.

Линия этого разлома, по П. Е. Харитонову, пересекает бассейны рек Эмба, Сагиз, Уил и Большая Хобда, однако вдоль нее не наблюдается заметного увеличения мощностей и изменения фаций отложений мезозоя, нарушающего отмеченную выше закономерность в их пространственном распределении. Укажем также, что мощность отложений мезозоя, установленная по скважинам на куполе Донгелексор (в зоне одноименного с ним разлома), почти тождественна их мощности на куполе Алимбай, который находится в 130 км западнее, уже за Иманкаринским разломом.

Различия соляной тектоники к востоку и западу от Донгелексорского разлома П. Е. Харитонов видит в том, что якобы к востоку от него соляные купола обширны по размерам, расплывчаты по очертаниям, слабо



Фиг. 79. Тектоническая схема восточной части Прикаспийской синеклизы и ее обрамления (по В. С. Журавлеву, 1959)

1 — область относительно неглубокого залегания докембрийского фундамента Русской платформы вне мощного развития кунгура; 2 — область глубокого залегания докембрийского фундамента Русской платформы — Прикаспийская синеклиза и внешние части Предуральского переклиналиного прогиба; 3 — складчатые отложения субмеридиональных герцинид Урала древнее верхнего девона на поверхности; 4 — то же под мезокайнозойским покровом; 5 — основные гипербазитовые массивы на поверхности; 6 — то же под мезокайнозойским покровом; 7 — зона выхода преимущественно терригенных отложений верхнего девона, карбона и нижней перми Предуральского переклиналиного прогиба и внутренних прогибов герцинид Урала; 8 — то же под мезокайнозойским покровом; 9 — зона вероятного развития верхнепалеозойских молассовых формаций в переклиналиных и внутренних прогибах южных субширотных герцинид; 10 — основные разломы: а — прослеживающиеся на поверхности, б — перекрытые отложениями, развитыми на поверхности; 11 — стратонизогилсы по кровле докембрийского фундамента; 12 — стратонизогилсы по подошве кунгура, проведенные через 1 км; 13 — линия подземного выклинивания кунгура; 14 — стратонизогилсы по подошве акчагыла; 15 — восточная граница площадного распространения отложений акчагыла; 16 — соляные купола, выявленные геологической съемкой и сейсморазведкой; 17 — соляные купола по данным гравиразведки. Цифрами на схеме обозначены разломы: I — I — Южно-Эмбенский, II — Хобдинский, III — III — восточная часть Жадовского (Токаревский сброс), IV — IV — восточная часть Азгирского

нарушены сбросами и в сводах их обнажаются отложения не древнее альба, а к западу от этого разлома все они невелики по размерам и резко очерчены. Между тем при взгляде на геологическую карту любого масштаба легко убедиться в том, что подобной закономерности в распределении соляных куполов не наблюдается. В действительности же, вкрест простирания Тамдыкульского (Донгелексорского), Иманкаринского и Каратонского разломов Н. А. Калинина и П. Е. Харитонов, от верховий рек Темир и Уил на западо-юго-запад, через междуречья Уила и Сагиза, Сагиза и Эмбы к промысловому району Южной Эмбы, протягивается полоса интенсивного проявления соляной тектоники. К юго-востоку от нее, по мере приближения к Южно-Эмбенскому краевому плакантиклиналу Русской платформы, интенсивность соляной тектоники все более и более ослабевает (фиг. 79). Изменения ее характера связаны не с гипотетическими разломами северо-западного простирания, а обусловлены плавным подъемом подсоевского ложа к юго-востоку, постепенным сокращением мощности осадков кунгура и последовательными фаціальными изменениями их литологического состава.

П. Е. Харитонов (1955₃) на составленную А. Л. Яншиным (см. фиг. 55) схематическую тектоническую карту района смыкания Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака нанес Каратонский, Иманкаринский и Донгелексорский разломы. По его мнению, «...со стороны центральных областей Прикаспийской впадины они заходят огромными клиньями в острый угол, образованный сочленениями Азиатских и Европейских герцинид» (Харитонов, 1955₃, стр. 33). Однако все доводы, которые были им приведены в обоснование этих разломов, не выдерживают критики. Поэтому и его вывод о наличии закономерно воздымающихся к востоку и последовательно сменяющих друг друга ступеней: Прикаспийской, Нижнеэмбенской, Среднеэмбенской и Верхнеэмбенской (Харитонов, 1955₃), ограниченных этими разломами, имеющих ширину от 60—70 до 160—200 км при протяженности до 400 км и прослеживающихся в отложениях мезозоя, приходится поставить под сомнение. Равно нельзя согласиться и с утверждением Н. А. Калинина (1958) о том, что с крупными флексуобразными структурами, возникшими над этими гипотетическими разломами, связана повышенная нефтегазоносность. Поэтому необходимо искать иные причины, обусловившие наблюдаемое пространственное размещение нефте- и газопроявлений в пределах Прикаспийской синеклизы.

Отметим, что в последнее время в печати вновь появились высказывания о существовании разлома, совпадающего с Каратонским разломом Н. А. Калинина и П. Е. Харитонova. По мнению Р. И. Грачева и Т. Н. Джумангалиева (1956), вдоль современного русла р. Урал, от верхней перми до кайнозоя включительно, в фундаменте существовал разлом, к западу и востоку от которого накапливались осадки разного фаціального облика и мощности. Именно по нему, по их мнению, происходило опускание междуречья Урала и Волги, наиболее интенсивное в плиоцене, так как там отложились мощные толщи акчагыла и апшерона, которые к востоку от р. Урал не накапливались совершенно. Однако последнее утверждение явно противоречит действительности — морские отложения верхнего плиоцена широко распространены к востоку от р. Урал.

Граница современного распространения морских отложений акчагыла от дельты р. Урал и соляного купола Станция № 2 протягивается на северо-восток к соляным куполам Кошак-Танатар, Куттубай и далее к пескам Тайсуган в дельтовом ветвлении р. Уил. От места выхода последней в низменную степь она плавно поворачивает на северо-запад и направляется вдоль подножья Зауральских сыртов к г. Уральску.

Далее она проходит по южному склону Общего Сырта, а в Саратовском Заволжье отклоняется далеко на север, ибо там морские отложения акчагыла заполняют Узени-Иргизскую верхнеплиоценовую впадину. Естественной западной границей их распространения служит высокий правый берег Волги, а к югу от г. Сталинграда — обрывы Ергеней. В пределах контура их распространения, на несколько меньшей площади прослеживаются морские отложения апшерона и только на Общем Сырте над осадками акчагыла залегают различные горизонты континентальной сыртовой серии.

Обширная область молодых опусканий, некогда почти нацело залитая водами древнего Каспия, занимает западную часть Прикаспийской синеклизы, простирается от Зауральских сыртов до Волги и выделяется на всех гипсометрических картах зеленым цветом Прикаспийской низменности. Внимание исследователей она привлекала издавна. Еще Александр Гумбольдт (Humboldt, 1843, стр. 56) указывал, что она, вместе с Закаспийской и Приаральской низменностями и впадинами Каспия и Арала, представляет собою «..страну-кратер, как Клавиус, Шикар, Буссенго и Птоломей на поверхности Луны».

Через шестьдесят лет Н. И. Андрусов (1902) пришел к выводу о тектоническом образовании Прикаспийской низменности и показал, что накануне акчагыльского века произошло погружение под уровень вод значительной территории, простирающейся к северу от современного Каспийского моря. Шов этого обширного меридионально ориентированного прогиба, по мнению Н. И. Андрусова, прослеживается от Самарской луки вдоль Волги и далее вдоль восточного обрыва Ергеней к Владикавказу.

Гораздо более определенно о характере границ этой области молодых опусканий говорил П. А. Православлев (1930, стр. 159—160), который рассматривал ее как «...обширный грабен, ограниченный на западе Ергенями и палеогеновыми толщами Царицын-Саратовского правого берега Волги, на севере — Общим Сыртом и на востоке — так называемым Приуральским плато (предгорье Южного Урала и Мугоджар); на юге грабен уходит под воды Северного Каспия. В свою очередь, площадь грабена, по-видимому, также перебита разломами и сбросами; она дает ряд местных возвышенностей в виде островных выходов палеозойских и мезозойских пород (Баскунчак, Эльтон, Б. и М. Богдо, Чапчачи, Бисчохо, Индер и др.) среди песчано-глинистого покрова более поздних, главным образом каспийских осадков».

По иному определял границы этой области Б. А. Можаровский (1938, 1945). Он считал, что она оконтуривается на западе и северо-западе системой Доно-Медведицких и Саратовских палеозойских поднятий, на севере — Жигулями, на северо-востоке — поднятиями Общего Сырта, на востоке и юго-востоке — пологим антиклинальным валом, протягивающимся от Актюбинска к низовьям р. Эмбы. Северная окраина этой области, по мнению Б. А. Можаровского, занята Иргиз-Камеликской мульдой, которая на широте линии железной дороги Саратов — Уральск пересекается глубоким уступом или флексурой. К югу от этого уступа Иргиз-Камеликская мульда сливается с глубокой Узени-Астраханской депрессией, которая и является собственно Прикаспийской тектонической впадиной меридионального простирания.

В. П. Колесников (1940), М. М. Жуков (1945) и Я. С. Эвентов (1949) опубликовали серию карт распределения мощностей и фаций осадков верхнего плиоцена в западной части Прикаспийской синеклизы. В ее пределах, по мере накопления данных бурения и сейсморазведки, все отчетливее намечается зона больших мощностей осадков верхнего плиоцена (до 300 м и более). Она располагается на междуречье Урала и

Волги и прослеживается от среднего течения рек Кушум, Большой и Малый Узень к Камыш-Самарским разливам, сору Арал-сор и станции Шунгай Астраханской железной дороги, захватывая зону Аралсорского регионального гравитационного максимума и лежащие к югу от нее массивы песков Северного Прикаспия. Контуры ее совпадают с площадью прежних кочевий казахов Внутренней (Букеевской) орды и поэтому мы предлагаем называть всю область верхнеплиоценового и четвертичного прогибания, расположенную в западной части Прикаспийской синеклизы, Букеевской наложенной синеклизой. Ее западная граница к северу от Сталинграда совпадает со Сталинградским (Заволжским) разломом и на данном участке, по-видимому, является унаследованной (что доказывается резким увеличением глубины залегания подошвы акчагыла за этим разломом по профилю скважин Приволжский-Полтавка — см. стр. 232—233). Напротив, влияние Жадовского уступа на характер изменения мощностей осадков верхнего плиоцена сказывается слабо и только значительно южнее их мощность начинает заметно возрастать. Так же постепенно увеличивается их мощность на запад от Зауральских сыртов — от западной периферии Букеевской наложенной синеклизы к ее центральной части. Однако амплитуда прогибания Букеевской синеклизы значительна и превышает 500 м — ныне в зоне Аралсорского регионального гравитационного максимума подошва акчагыла прослеживается на абсолютных отметках до — 500 м и ниже, в то время как по рекам Урал, Илек, Большая Хобда, Уил и Сагиз осадки, оставленные ингрессионно проникавшим в их речные долины акчагыльским морем, известны на абсолютных отметках до +100 м и выше (до +160 м в бассейне р. Большая Хобда). Для Букеевской наложенной синеклизы характерны обширные соляные купола, купола с неглубоко залегающими соляными массивами и мульдами оседания в их сводах, а также закрытые соляные купола с соляными массивами, трансгрессивно перекрытыми отложениями акчагыла (купола зоны Аралсорского регионального гравитационного максимума).

Широкое распространение отложений акчагыла к востоку от р. Урал, в восточной части Букеевской наложенной синеклизы, опровергает выдвинутое Р. И. Грачевым и Т. Н. Джумангалиевым (1956) предположение о том, что вдоль этой реки в верхнем плиоцене существовал разлом, который являлся барьером, ограничивающим с востока распространение акчагыльской трансгрессии. Правда, Р. И. Грачев и Т. Н. Джумангалиев указывают, что непосредственно к западу от самых низовий р. Урал суммарная мощность отложений верхнего плиоцена превышает 3000 м (судя по стратиграфической колонке, сопровождающей их статью, она колеблется от 300 до 3500 м). Но такая их мощность определена по данным сейсморазведки только в компенсационной мульде на периферии северного крыла купола Новобогатинск. На всех же остальных участках Букеевской синеклизы, между северным побережьем Каспия и южным склоном Общего Сырта, между Зауральскими сыртами и Волгой, максимальные мощности отложений верхнего плиоцена достоверно установлены (бурением и сейсморазведкой) на междуречье Урала и Волги за северной кромкой песков Северного Прикаспия, где подошва акчагыла прослеживается на абсолютных отметках — 500—600 м.

Таким образом, Каратонский разлом даже в трактовке Р. И. Грачева и Т. Н. Джумангалиева не подтверждается данными анализа мощностей отложений верхнего плиоцена. Не подтверждается он при анализе мощностей осадков палеогена, мезозоя и верхней перми, так как, сопоставляя разрезы правобережья р. Урал и промыслового района Южной Эмбы, мы не находим каких-либо существенных отличий ни в мощностях, ни в фациальном облике осадков. Впрочем, Р. И. Грачев и Т. Н. Джумангалиев,

забывая о намеченном ими разломе вдоль р. Урал, заключая рассматриваемую статью, сами указывают, что «...мощности, литология, коллекторские способности разрезов мезокайнозоя Эмбы и междуречья Урал — Волга почти тождественны» (Грачев и Ддумангалиев, 1959, стр. 16).

Приведенный выше критический обзор представлений о разломах кристаллического фундамента Прикаспийской синеклизы показывает, что в настоящее время нет каких-либо убедительных доводов в пользу наличия региональных разломов, имеющих субмеридиональное или близкое к нему простирание. Напротив, наличие разломов восток-северо-восточного простирания — Хобдинского, Аралсорского и Южно-Эмбенского, в разной степени подтвержденных данными геологии и геофизики, несомненно. Более предположительно может быть намечен Азгирский разлом (Журавлев и Кузьмин, 1960), который имеет западо-северо-западное простирание и пересекает южную часть междуречья Урала и Волги, занятую песками Северного Прикаспия. Эти пески от северного побережья Каспийского моря простираются на север до грязей Хаки, сора Арал-сор и Камыш-Самарских разливов, причем занимаемая ими территория является наименее изученной частью Прикаспийской синеклизы. Вероятно, здесь существуют многочисленные соляные купола, погребенные под мощным чехлом верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, однако размещение большинства из них не может быть определено до проведения гравиразведки. В этих местах давно известна и обращает на себя внимание лишь одна линейно вытянутая цепочка куполов, которая протягивается от оз. Баскунчак к низовьям р. Урал.

Еще И. Б. Ауэрбах (1871), посетивший пески Северного Прикаспия более ста лет тому назад, подметил, что гора Большое Богдо на южном берегу оз. Баскунчак, поднимающиеся над песками холмы урочищ Чапчачи и Бис-чохо, а также гипсовые скалы у г. Гурьев (по-видимому, остров Каменный) расположены на одной линии юго-восточного простирания. Он предположил, что эта линия отвечает разлому, проходящему параллельно простиранию складчатости Кавказа, и что расположенные вдоль него поднятия возникли в результате перехода пермских известняков в гипсы (с увеличением объема вдвое) под воздействием сернистых паров, поднимавшихся по разлому. Позднее линейное расположение здесь поднятий отмечали Н. П. Барбот-де-Марни (1874), И. В. Мушкетов (1893) и А. П. Карпинский (1919), причем последний считал их частью «зачаточного кряжа», протягивающегося от Келецко-Сандомирских гор через Канев, Исачки, Донбасс, Большое Богдо и Чапчачи. А. Д. Архангельский отмечал, что «...выходы древних образований, существующие в Астраханской низкой степи, должны быть, вероятно, рассматриваемы, как горсты, уцелевшие от постплиоценового опускания» (1911, стр. 122). Позднее он, объединяя эти выходы в единую тектоническую линию, указывал, что они являются брахиантиклиналями типа соляных куполов. В своей последней монографии он подчеркивал, что «...дислокации Баскунчакского озера, Чапчачи и Биш-чохо лежат на линии ЗСЗ простирания, параллельной Кавказу и Донецко-Мангышлакской складчатой системе» (Архангельский, 1941, стр. 96).

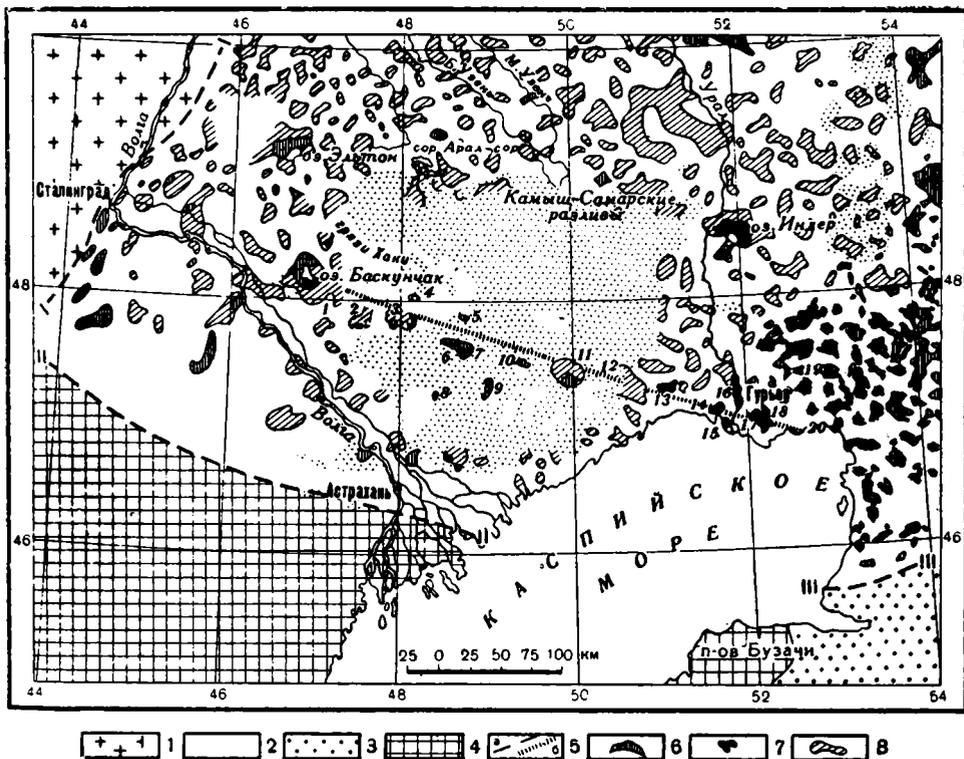
Известные ныне выходы верхнеплиоценовых и более древних пород среди хвалынских песков Северного Прикаспия фиксируют положение соляных куполов, активно развивавшихся в верхнеплиоценовое и четвертичное время. Эти купола протягиваются выдержанной цепочкой от оз. Баскунчак к низовьям р. Урал по линии, строго параллельной восточной части главного надвига Донбасса, погребенной под отложениями мезозоя и кайнозоя (фиг. 80). При этом, как показали исследования Ю. Я. Кузьмина, положение куполов Бал-кудук, Кайнар-тюбе, Кок-домбай, Караузек, Кошалак, Сасык-тау и Мын-тюбе фиксируется выходами

отложений апшерона у подножья пологих увалов, поднимающихся над песками, и по бортам озеровидных впадин — соров, разделяющих эти увалы. Еще более интенсивное поднятие в верхнеплиоценовое и четвертичное время испытали купола Баскунчак, Азгир (Чапчачи), Бис-чохо и Худай-берген, соляные массивы которых резко приближены к поверхности или даже выведены на нее. Между тем, по данным сейсморазведки, соляные купола за северной кромкой песков Северного Прикаспия в большинстве своем являются закрытыми, с соляными массивами, трансгрессивно перекрытыми отложениями акчагыла (в частности, купола зоны Аралсорского регионального гравитационного максимума). Подошва акчагыла там, как было уже отмечено выше, прослеживается на абсолютных отметках от — 500 до — 600 м, причем примерно на тех же глубинах она была вскрыта и в г. Астрахани (— 631,5 м).

В низовьях р. Урал эту цепочку соляных куполов продолжают купола Новобогатинск, Кусанбай, Каменный, Черная речка и Станция № 2, соляные массивы которых приближены к поверхности; гипсы, залегающие в кровле соли, нередко обнажены. Подсолевое ложе в районе этих куполов, по данным сейсморазведки, прослеживается на глубинах 6100—6400 м (Баренбойм, 1955). При таких глубинах его залегания сосредоточение открытых соляных куполов в низовьях р. Урал невольно обращает на себя внимание. Дело в том, что восточнее открытые соляные купола немногочисленны, встречаются изолированно и обычно расположены вдоль границы распространения соленосных отложений кунгура, где подсолевое ложе залегает на значительно меньшей глубине (Карачунгул, Кумыз-тюбе, Саркрамабас, купол Замятина, Джилансаид).

Наличие в низовьях р. Урал куполов открытого типа свидетельствует об интенсивном подъеме их в верхнеплиоценовое и четвертичное время, который подтверждается исключительно интенсивным прогибанием компенсационных мульд, сопровождающих эти купола. На периферии северного крыла купола Новобогатинск, в сопровождающей его компенсационной мульде, скв. № 125 и 126 были остановлены на глубинах 1145 и 1792 м в отложениях апшерона. Именно в этой мульде мощность отложений верхнего плиоцена, по данным сейсморазведки, достигает 3500 м — величины уникальной для Прикаспийской синеклизы. В Базартюбинской компенсационной мульде (общей для куполов Кусанбай, Каменный и Черная речка) скважины, пробуренные Прикаспийской экспедицией ВАГТ, до глубины 150 м не вышли из бакинских отложений. Наконец, к востоку от купола Станция № 2, в западной части общей для куполов Абжель, Искине и Ракуша Абжель-Ракушинской междукупольной депрессии обособляется весьма глубокая компенсационная мульда, в пределах которой, по данным сейсморазведки, подошва палеогена прослеживается на глубине не менее 2 км (Неволин, 1951). Именно в этой мульде Ю. П. Никитина обнаружила отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена (выделенные ею в абжельскую свиту), а также среднего миоцена (чокракского горизонта), которые нигде, кроме этой мульды, в пределах Прикаспийской синеклизы неизвестны. Их появление и необычная мощность отложений палеогена свидетельствуют о синхронном интенсивном росте куполов, окружающих Абжель-Ракушинскую междукупольную депрессию и лежащих на прямом продолжении цепочки соляных куполов, протягивающихся от оз. Баскунчак к низовьям р. Урал.

Близ крайнего западного в этой цепочке купола Баскунчак также обособляется весьма прогнутая компенсационная мульда, которой соответствует оз. Баскунчак с отметкой поверхности — 18 м. Скважина, заданная в его центральной части, при забое 260 м не вышла из самосадочной поваренной соли четвертичного возраста (мощность которой, по

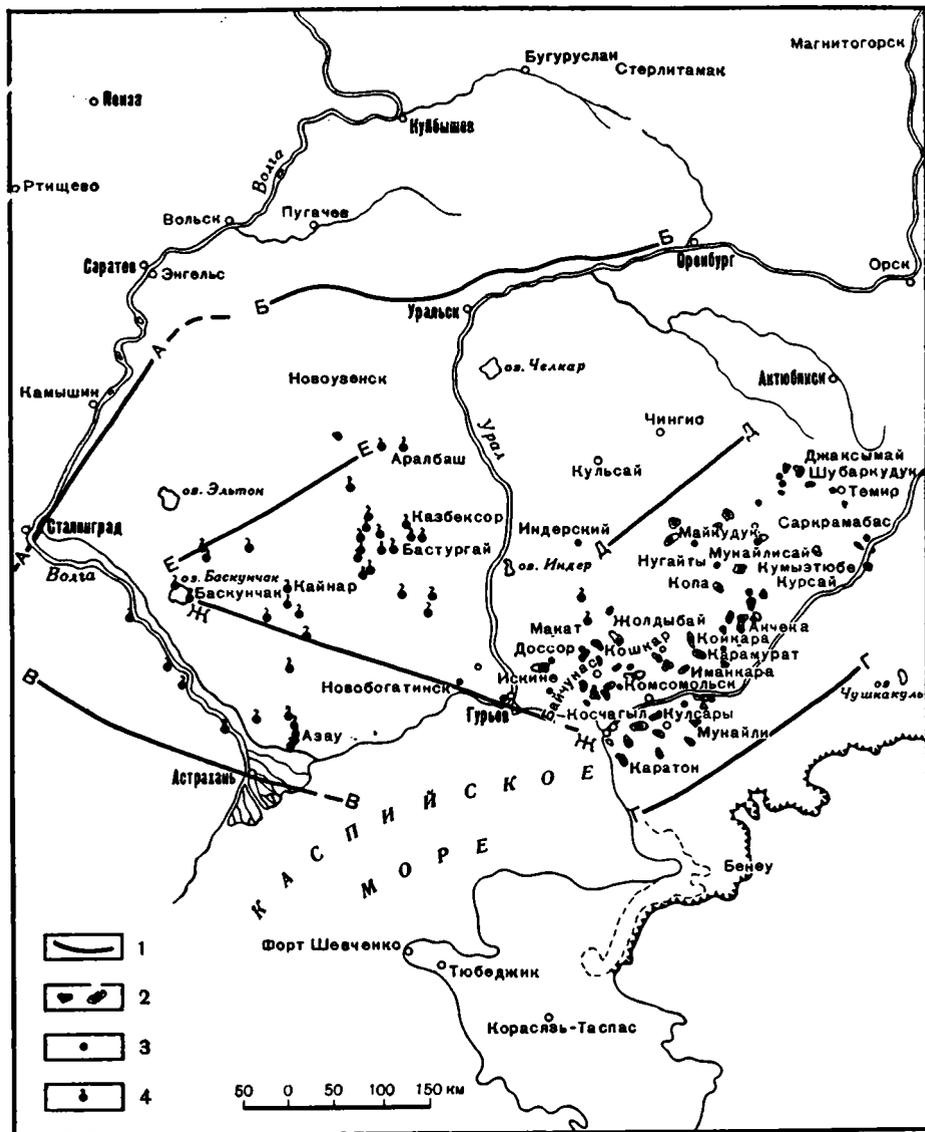


Фиг. 80. Тектоническая схема юго-западной части Прикаспийской синеклизы и ее обрамления (по В. С. Журавлеву и Ю. Я. Кузьмину, 1960)

1 — область относительно неглубокого (до 4—5 км) залегания докембрийского фундамента Русской платформы вне мощного развития кунгура; 2 — область глубокого (свыше 4—5 км) залегания докембрийского фундамента Русской платформы с мощным развитием гидрхимических осадков кунгура — Прикаспийская синеклиза; 3 — зона вероятного развития верхнепалеозойских молассовых формаций у подножия южных субширотных герцинид; 4 — южные субширотные герциниды под мезокайнозойским покровом; 5а — основные разломы, перекрытые отложениями, развитыми на поверхности; 1 — 1 — Сталинградский, 11 — 11 — главный надвиг Донбасса, III — III — Южно-Эмбенский; 5б — предполагаемый Азгирский разлом кристаллического фундамента Прикаспийской синеклизы; 6 — соляные купола по данным геологии и сейсморазведки; 7 — гипсы кунгура на поверхности или непосредственно маломощными хвалынскими отложениями; 8 — соляные купола по данным гравиразведки. 1 — Баскунчак, 2 — Бал-кудук, 3 — Азгир (Чапчачи), 4 — Кайнар-тюбе, 5 — Кок-домбай, 6 — Худай-берген, 7 — Бис-чохо 8 — Караузек, 9 — Кошалак, 10 — Сасык-тау, 11 — Мын-тюбе, 12 — Багайдыр II, 13 — Новобогатинск, 14 — Кусанбай, 15 — Каменный, 16 — Черная речка, 17 — Станция № 2, 18 — Абжель, 19 — Искине, 20 — Ракушка

данным электроразведки, составляет не менее 600 м). Об интенсивном прогибании озерной котловины свидетельствует присутствие в одной из скважин, заданных в ее северо-восточной части, бакинских глин до 111 м мощности с углами наклона, увеличивающимися к забою от 45 до 85°. Характерно, что на горе Большое Богдо (высотой до 149,3 м), поднимающейся в 1,5 км от юго-восточного берега озера, отложения апшерона прослеживаются на высотах до 110 м (Православлев, 1908).

Об интенсивном росте в новейшее время соляных куполов этой цепочки и о вероятном перераспределении соли в кровле их соляных массивов говорит наличие над их сводами мульд, испытавших абсолютные прогибания. Так, на куполе Азгир (Чапчачи), в урочище Ужантатор, по данным С. С. Коробова, обособляется крупная мульда, в которой мощность хвалынских и хазарских отложений превышает 140 м. Купола Бис-чохо и Худай-берген, по-видимому, расположенные в пределах единого крупного соляного массива, разделены мульдой Бис-оба, в которой



Фиг. 81. Схема расположения основных разломов кристаллического фундамента юго-восточного внешнего угла Русской платформы (по В. С. Журавлеву, 1959)

1 — основные разломы кристаллического фундамента. Буквами на схеме обозначены разломы: А — А — восточное окончание погребенного главного надвига Донбасса, Б — Б — Сталинградский, В — В — Жадовский, Г — Г — Южно-Эмбенский, Д — Д — Хобдинский, Е — Е — Аралсорский, Ж — Ж — Азгирский. По Н. А. Калинин (см. фиг. 75) на схеме даны: 2 — нефтяные промыслы, 3 — естественные нефтепроявления, 4 — естественные газопроявления

мощность хвалынских отложений заметно возрастает, а абсолютные отметки поверхности соров снижаются до —27 м (она опущена на 30 м ниже гипсового поля купола Бис-чохо и на 40 м ниже гряды казанских известняков купола Худай-берген). Всем остальным куполам, выявленным в песках Северного Прикаспия по выходам отложений апшерона среди сплошного поля хвалынских отложений, всегда соответствуют пологие увалы. Последние, резко выделяясь среди однообразного песчаного

ландшафта, настолько четко выражены в рельефе, что местное население называет их горами («тау»).

Касаясь вопроса о генетической связи этой линии активно развивавшихся соляных куполов с более крупными вмещающими формами, отметим, что, по нашему мнению, ее купола локализируются в зоне резкого погружения подсолевого ложа к центральной части Прикаспийской синеклизы. Не исключено, что эта зона отвечает разлому ее кристаллического фундамента. Выделяя его под названием Азгирского, необходимо подчеркнуть, что в отличие от разломов восток-северо-восточного простирания (Южно-Эмбенского, Хобдинского и Аралсорского) смещения по нему, вероятно, были более продолжительными.

Локализация активно развивавшихся соляных куполов в зоне разлома кристаллического фундамента, подобная отмеченной нами, наблюдается в северной части Днепровско-Донецкой впадины. Там, на участке Синевка-Ромны, по данным сейсморазведки и структурно-картировочного бурения, устанавливается наличие флексуры, обращенной к центральной части впадины. Четкость ее возрастает с глубиной, причем вниз она переходит в сброс, выраженный в фундаменте уступом. К изгибам этой флексуры приурочены соляные купола Дмитровка, Ромны, Синевка, Валки, а на ее опущенном крыле появляются весьма глубоко прогнутые компенсационные мульды (Косыгин, 1946; Косыгин и Бланк, 1958; Чирвинская, 1958).

Отметим, что между предполагаемыми Азгирским и Аралсорским разломами намечается область максимальных глубин залегания подсолевого ложа (следовательно, и фундамента) Прикаспийской синеклизы. Наличие ее подтверждается объективными данными сейсморазведки (Баренбойм, 1955). Между Южно-Эмбенским и Хобдинским разломами, вблизи последнего, вероятно, также протягивается полоса повышенных глубин залегания подсолевого ложа, которой соответствует полоса интенсивного проявления соляной тектоники, прослеживающаяся от верховий рек Темир и Уил к промысловому району Южной Эмбы. Характерно, что все нефтепроявления в пределах Прикаспийской синеклизы в основном приурочены к этой полосе, а газопроявления сосредоточены в области, простирающейся между Аралсорским и Азгирским разломами (фиг. 81). Именно на этих территориях, где глубины залегания подсолевого ложа являются весьма значительными, первичная мощность гидрхимических осадков кунгура была наибольшей, а соляная тектоника — наиболее интенсивной. Это способствовало миграции нефти и газа, который в западной части Прикаспийской синеклизы (в Букеевской наложенной синеклизе) накапливался в отложениях верхнего плиоцена, перекрывающих соляные купола.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

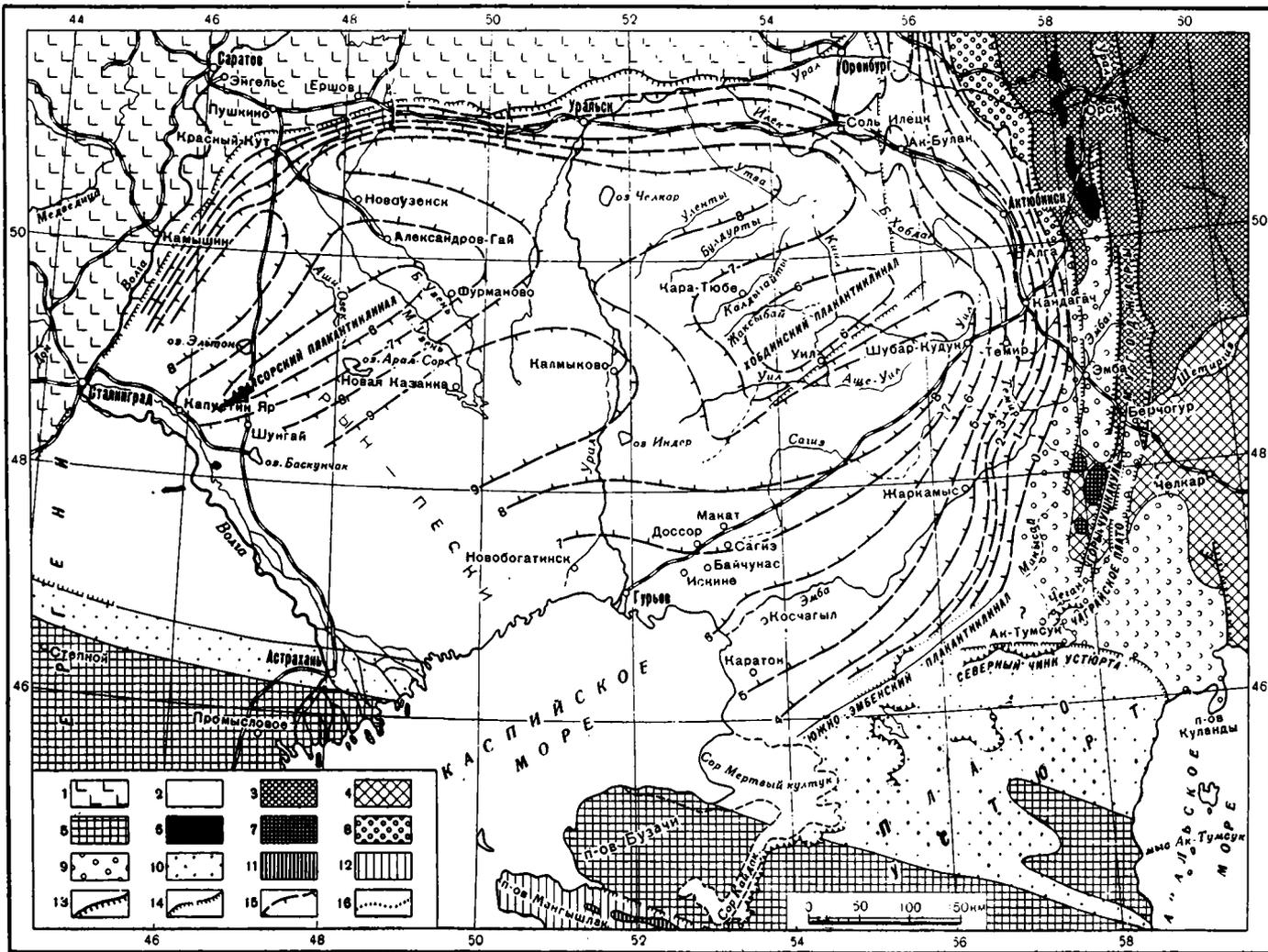
На основании имеющихся данных геологии и геофизики можно считать, что кристаллический фундамент Прикаспийской синеклизы, занимающей юго-восточный внешний угол Русской платформы, разбит на блоки региональными разломами восток-северо-восточного простирания — Южно-Эмбенским, Хобдинским и Аралсорским, а также Азгирским региональным разломом запад-северо-западного простирания. Разломы восток-северо-восточного простирания явились секущими по отношению к простираниям окаймляющих угол платформы мобильных геосинклинальных зон. Они определили характер накопления осадков палеозоя (что указывает на древность их заложения) и характер структуры докунгурских пород. В докунгурское время эти разломы обусловили ступенчатый характер угла платформы и образование в пределах Прикаспийской синеклизы Южно-Эмбенского, Хобдинского и Аралсорского плакантиклиналов (фиг. 82). Наличие этих плакантиклиналов контролировало распределение гидрхимических осадков кунгура, отложений верхней перми и нижнего триаса. Различия состава и мощности осадков кунгура определили впоследствии различия характера соляной тектоники в пределах синеклизы и пространственное размещение ее соляных куполов. Это позволяет в тех случаях, когда нет прямых данных о глубине залегания подсолевого ложа, основываться при ее ориентировочных определениях на сравнительном анализе соляной тектоники.

Характерно, что на простирании Хобдинского и Южно-Эмбенского разломов восточная граница распространения молассовых формаций Предуральского периклиналиного прогиба образует два резких изгиба, причем непосредственно примыкающая к Прикаспийской синеклизе часть его (простирающаяся к западу от Сакмарско-Кокпектинской полосы разломов) на широте г. Актюбинска резко сужается, а к западу от Кокпектинской антиклинали переходит в шовную структуру.

Накопившиеся материалы позволяют выделить отвечающие определенным этапам развития Прикаспийской синеклизы следующие структурные этажи:

1. Кристаллический фундамент.
2. Палеозойский структурный этаж, включающий осадки рифея и нижнего триаса.
3. Мезокайнозойский структурный этаж — от верхнего триаса до среднего сармата включительно.
4. Верхнеплиоценово-четвертичный структурный этаж, включающий осадки акчагыла, апшерона и древнего Каспия.

В палеозойском структурном этаже выделяются три подэтажа: докунгурский, кунгурский и послекунгурский. Наличие кунгурского структурного подэтажа — пластичных соленосных осадков кунгура, обуслови-



Фиг. 82. Схема тектоники юго-восточного угла Русской платформы (по В. С. Журавлеву, 1957)

1 — область относительно неглубокого (до 4—5 км) залегания докембрийского фундамента Русской платформы, включая внешние части Предуральского краевого прогиба; 2 — область глубокого (выше 4—5 км) залегания докембрийского фундамента Русской платформы, включая внешние части Предуральского краевого прогиба; 3 — складчатые сооружения субмеридиональных герцинид Урала древнее верхнего девона на поверхности; 4 — то же под мезокайнозойским покровом; 5 — южные субширотные герциниды под мезокайнозойским покровом; 6 — основные гиперазитовые массивы на поверхности; 7 — то же под мезокайнозойским покровом; 8 — зона выходов преимущественно терригенных отложений верхнего девона, карбона и нижней перми на периферии герцинид Урала; 9 — то же под мезокайнозойским покровом; 10 — зона вероятного развития верхнепалеозойских молассовых формаций у подножия южных субширотных герцинид; 11 — складчатые отложения перми и триаса Мангышлакского межгорного прогиба на поверхности; 12 — то же под мезокайнозойским покровом; 13 — основные разломы; 14 — основные разломы, перекрытые отложениями, развитыми на поверхности; 15 — стратизогипись по подошве кунгура, проведенные через 1 км; 16 — линия подземного выклинивания кунгура

ло распространение в пределах синеклизы тектонических форм, порожденных соляной тектоникой. В период накопления осадков мезокайнозойского структурного этажа развитие синеклизы шло по более простому плану, чем в конце палеозоя и нижнем триасе. Она представляла северную часть обширной Перикаспийской области прогибаний. В период накопления осадков верхнеплиоценово-четвертичного этажа на западе ее обособилась Букеевская наложенная синеклиза, контуры которой отвечают очертаниям площади распространения мощных осадков верхнего плиоцена. Для этой области молодого прогибания характерны обширные открытые соляные купола, купола с неглубоко залегающими соляными массивами и мульдами оседания в их сводах, а также закрытые соляные купола с соляными массивами, трансгрессивно перекрытыми отложениями акчагыла.

ЛИТЕРАТУРА

- А в р о в В. Я. О генезисе солянокупольных структур Урало-Эмбенской области. Докл. АН СССР, Нов. серия, 1950, 73, № 3.
- А в р о в В. Я. О динамике процессов формирования Прикаспийской солянокупольной провинции. Геол. сб. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1955, 3.
- А в р о в В. Я., Б а р е н б о й м М. И. Некоторые новые фактические данные о глубинном строении Южной Эмбы. Докл. АН СССР, 1951, 77, № 6.
- А в р о в П. Я. Тектоника и перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья. Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1957, вып. 1 (26).
- А в р о в П. Я. и др. Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторождения. М.—Л., ОНТИ, 1935.
- А й з е н ш т а д т Г. Е.-А. Нижне- и среднеюрские отложения Южной Эмбы. Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1951, вып. 55.
- А й з е н ш т а д т Г. Е.-А. К вопросу о нахождении соляных карнизов на Эмбенских куполах. Геол. сб. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1955, 3.
- А й з е н ш т а д т Г. Е.-А. Восточная часть Прикаспийской впадины. Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 96. Очерки по геол. СССР, 1956, 1.
- А н д р у с о в Н. И. Материалы к познанию Прикаспийского неогена, ч. 1. Акчагыльские пласты. Тр. Геол. ком., 1902, 15, № 4.
- А р г а н Э. Тектоника Азии. Докл. на XII Сессии Международного геологического конгресса в Брюсселе, 1922, М.—Л., ОНТИ, 1935.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Среднее и Нижнее Поволжье. Землеведение, 1911 (1912), 18, кн. 4.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. 1. М.—Пг., Госиздат, 1923.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Обзор геологического строения Европейской России, т. 1. Юго-восток Европейской России и прилегающие части Азии, вып. 2. Л., Изд-во Геол. ком., 1926.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская и Среднеазиатская части. Л.—М., ГОНТИ, 1932.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологическое строение СССР. Западная часть. Изд. 2, вып. 2. М.—Л., ОНТИ, 1934.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. М.—Л., Гостоптехиздат, 1941.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геология и гравиметрия. Избр. труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., М и х а й л о в А. А., Ф е д ь н с к и й В. В., Л ю с т и х Е. Н. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР. Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.
- А у э р б а х И. Б. Гора Богдо. Зап. Русск. геогр. об-ва (по общей географии), 1871, 4.
- Б а р б о т - д е - М а р н и Н. П. Поездка на гору Чапчачи. Горный журнал, 1874, 2, № 4.
- Б а р е н б о й м М. И. О регистрации подсолевых горизонтов. Прикл. геофиз., 1953, вып. 10.
- Б а р е н б о й м М. И. Схема строения поверхности подсолевого ложа юго-восточной части Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, 1955, 101, № 1.
- Б а я р у н а с М. В. К геологии Гурьевского уезда Уральской области. Тр. Петрогр. об-ва естествоиспыт., отд. геол. и мин., 1916, 38, вып. 5.
- Б е з р у к о в П. Л.₁ Датский ярус Восточно-европейской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., 1936, 1, № 5.
- Б е з р у к о в П. Л.₂ О геологическом строении степных пространств к юго-востоку от г. Уральска. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1936, 14, вып. 2.
- Б е з р у к о в П. Л. Новые данные о геологическом строении северной части Урало-Эмбенской области. В кн.: «Большая Эмба», 1. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1937.

- Безруков П. Л. Верхнемеловые и палеогеновые фосфориты Примугоджарских степей. В кн.: Агрономические руды СССР, 4. М.—Л., 1938. (Тр. Науч. ин-та удобр. и инсектофунгсидов, вып. 138).
- Белоусов В. В. Гравитация и тектогенез. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1941, № 2.
- Бернадская Л. Г., Лапчик Ф. Е., Усенко И. С. Об эффузивах Черниговского района (Днепроовско-Донецкая впадина). Докл. АН СССР, 1954, 95, № 6.
- Богданович К. И. Очерк месторождений нефти и других битумов. Курс лекций по месторождениям полезных ископаемых нерудных, ч. 1. Пг., Воен. тип., 1921.
- Борисов А. А., Буялов Н. И., Фотиади Э. Э. и Черепанов Н. Н. Новые данные о тектонике Эмбенской нефтеносной области. Нефт. хоз-во, 1935, 28, № 6.
- Брик М. И. Ископаемая флора и стратиграфия нижнемезозойских отложений бассейна среднего течения р. Илек в Западном Казахстане. М., Госгеолгиздат, 1952.
- Брод И. О. К проблеме поисков погребенных структур на южной окраине Русской платформы и в Предкавказье в связи с нефтегазоносностью. Уч. зап. Моск. ун-та, 1946, вып. 108, геол., 1, кн. 1.
- Брод И. О. О структуре и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР. Сов. геол., 1947, сб. 13.
- Брод И. О., Васильев В. Г. Саратовское и Сталинградское Заволжье — объект первоочередной разведки на газ и нефть. Востки нефт. техн., геол., 1949, № 2.
- Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. Изд. 2. М., Гостоптехиздат, 1953.
- Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. Изд. 3. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Буялов Н. И. Соляные купола Урало-Эмбенской области и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: Большая Эмба, 1. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Буялов Н. И., Борисов А. А. Перспективы промышленного развития месторождений Прикаспийской низменности. «Нефт. хоз.», 1940, № 2.
- Быков Р. И. Основные черты тектоники Актюбинско-Темирского Приуралья. Тр. Моск. нефт. ин-та им. И. М. Губкина, 1955, вып. 14.
- Василенко В. П., Мятлюк Е. В. Фораминиферы и стратиграфия верхнего мела Южноэмбенского района. В кн.: Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии, Л.—М., Гостоптехиздат, 1947.
- Васильев В. С. Гидрогеологические исследования в районе оз. Челкар. Уч. зап. Саратовск. ун-та, 1934.
- Васильев Ю. М. К вопросу о существовании погребенного герцинского складчатого сооружения на севере Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, 1951, 81, № 5.
- Васильев Ю. М. К вопросу о существовании погребенного герцинского складчатого сооружения на севере Прикаспийской впадины. Уч. зап. Саратовск. ун-та, 1953, 38 (сб. студ. работ).
- Васильев Ю. М. Молодые тектонические движения в Северном Прикаспии. Тр. Моск. нефт. ин-та им. И. М. Губкина, 1955, вып. 14.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. В кн.: Региональная стратиграфия СССР, 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Вахрушев Г. В., Рождественский А. Н. О тектонике северной части Прикаспийской депрессии. Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.
- Вебер В. В. Нефтеносные фации и их роль в образовании нефтяных месторождений (К методике поисков нефти) Л.—М., Гостоптехиздат, 1947.
- Винокуров А. Н. Геологическое исследование фосфоритных залежей в северо-восточном углу бывш. Темирского уезда Уральской области в 1913 г. В кн.: Фосфоритные руды СССР, 3. Фосфориты Казахстана. М., 1930. (Тр. Науч. ин-та по удобрениям, вып. 72).
- Водорезов Г. И., Яншин А. Л. Геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000. Объяснит. зап. к листу М-40. М., 1947.
- Галушко П. Я. Гравиметрия и тектоника. В кн.: Труды Нефтяной конференции 1938 г. Киев, 1939.
- Гарецкий Р. Г. Глубинная геология Кокпектинской антиклинали в Примугоджарье. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 6.
- Гейслер А. Н. О некоторых закономерностях образования солянокупольных структур. Докл. АН СССР, 1951, 57, № 6.
- Гейслер А. Н. Региональные закономерности и основные этапы образования солянокупольных структур Прикаспийской низменности. Материалы Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 14.
- Герасимов И. П. Географические наблюдения в Прикаспии. Изв. АН СССР, серия геогр., 1951, № 4.
- Горн Н. К., Кузнецов С. С. Северная нуммулитовая провинция. Вестн. Ленингр. ун-та, серия биол., геогр. и геол., 1952, № 7.
- Грачев Р. И. Геологическое строение и история развития Южноэмбенского поднятия. Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 131.

- Грачев Р. И., Джумангалиев Т. Н. Геологическое строение восточной части междуречья Урал — Волга. Тр. Ин-та нефти АН Казах. ССР, 1956, 1.
- Грачев Р. И., Донскова Г. Е., Рыгина Т. П. Новые данные о стратиграфии и распространении отложений келловей и оксфорда на территории Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, 1957, 113, № 2.
- Грязнов Н. К. О границах Прикаспийской впадины и роли других структур платформы при ее формировании. Докл. АН СССР, 1955, 103, № 5.
- Грязнов Н. К. О границах Прикаспийской впадины и взаимоотношении ее с другими тектоническими элементами Русской платформы. Тр. Всесоюз. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, 1956, вып. 9.
- Евсеев С. В. Аномалия силы тяжести в горных районах Средней Азии. Бюлл. Астрон. ин-та АН СССР, 1941, № 51.
- Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. В кн.: Проблемы Западного Казахстана, 2. Изд-во АН СССР, 1945.
- Журавлев В. С. Нижний валанжин Эмбенской солянокупольной области. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, вып. 2.
- Журавлев В. С.₁ Морские отложения верхнего альба в Прикаспийской синеклизе. Докл. АН СССР, 1957, 113, № 1.
- Журавлев В. С.₂ О тектонической природе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 3.
- Журавлев В. С. Стратиграфия верхней юры северо-восточной части Прикаспийской синеклизы. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 2.
- Журавлев В. С., Лифанов Б. А. и Шлезингер А. Е. Новые данные о кунгурских отложениях зоны Хобдинского гравитационного максимума в Прикаспийской синеклизе. Докл. АН СССР, 1959, 129, № 6.
- Журавлев В. С. и Кузьмин Ю. Я. О предполагаемом Азгирском разломе в южной части междуречья Урала и Волги. Докл. АН СССР, 130, № 2, 1960.
- Журавлев В. С. и Самодуров В. И. Проявления вторичной соляной тектоники на открытых куполах восточной части Прикаспийской синеклизы. Докл. АН СССР, 1960, 132, № 4.
- Жутеев С. А. Основные черты стратиграфии и геоструктуры побережья озера Челкар и бассейна рек Чулак-Анкаты и Исень-Анкаты. Уч. зап. Саратовск. ун-та, серия геол.-почв., 1938, 1 (14), вып. 2.
- Жутеев С. А. К вопросу о возрасте нуммулитовых известняков оз. Челкар Западного Казахстана. Уч. зап. Ленингр. ун-та, серия геол.-почв. наук, 1939, № 21, вып. 5.
- Жутеев С. А. О возрасте слоев сызранского яруса Общего Сырта и Зауралья. Докл. АН СССР, 1953, 90, № 1.
- Жутеев С. А. Северокаспийские слои лютетского яруса. Вестн. Ленингр. ун-та, серия биол., геогр. и геол., 1954, № 1.
- Завистовский В. С. Итоги геофизических работ по исследованию глубинной геологии в связи с проблемой нефтеносности некоторых районов УССР. В кн.: Труды Нефтяной конференции 1938 г. Киев, 1939.
- Завистовский В. С., Субботин С. И. Краткие итоги региональных геофизических исследований Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1. Киев, 1941.
- Знаменский В. В. Характер гравитационного поля междуречья Волги и Урала и связь его с тектоникой. Тр. Моск. нефт. ин-та им. И. М. Губкина, 1955, вып. 14.
- Ивченко А. Ф. Периферическая область пустынного ландшафта в северной части Киргизской степи. Ежегодн. до геол. и мин. России, 1903—1904, 6, вып. 4—5.
- Ивченко А. Ф. Денудация степи, ч. 3. Ежегодн. по геол. и мин. России, 1906, 8, вып. 6—7.
- Иловыйский Д. И., Флоренский К. П. Верхнеюрские аммониты бассейнов рек Урала и Илека. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1941. (Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 1/5).
- Казаков М. П., Чарыгин М. М. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазосности. Гостоптехиздат, 1958.
- Калашников А. Г. О возможных причинах магнитных аномалий в районе Москвы. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1943, № 2.
- Калашников А. Г. Исследование магнитных свойств горных пород и геологических тел, как основа для интерпретации магнитных аномалий. Тр. Ин-та геофиз. АН Груз. ССР, 1955, 14.
- Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы. Нефт. хоз-во, 1954, № 10.
- Калинин Н. А. Основные закономерности в морфологии и нефтеносности соляных куполов Западного Казахстана. Геол. нефти, 1958, № 9.
- Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. Пг., 1919.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1947.
- Климов П. И. Дизъюнктивные мульды восточной части междуречья Урала и Илека. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, вып. 2.

- Козленко С. П., Никонова Н. А. Некоторые геофизические данные о глубинной тектонике в зоне Северо-западного ограничения Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, 1957, 112, № 6.
- Козлов А. Л., Шипелькевич В. М. Тектоническое строение Нижнего Заволжья по данным геофизических исследований. Сов. геол., 1945, сб. 4.
- Колбин М. Ф. Новые данные по геоморфологии, тектонике и гравитационной характеристике куполовидных поднятий на побережье р. Волги ниже г. Сталинграда. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, вып. 6.
- Колесников В. П. Верхний миоцен. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. 12, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Колтыпин С. Н. Верхний мел Северной Эмбы. В кн.: Стратиграфия и фации юрских и меловых отложений Эмбы. Л.—М., 1951. (Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 55).
- Колтыпин С. Н. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской солянокупольной области, юго-западного Приуралья и Примугоджарья. Л., Гостоптехиздат, 1957 (Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 109).
- Копелиович А. В. [Палеозойские отложения района Астрахани] Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, 29, № 2, хроника.
- Копелиович А. В., Эвентов Я. С. Пермские отложения Астрахани. Докл. АН СССР, 1956, 106, № 2.
- Коробов С. С. Верхнемеловые отложения Прикаспийской впадины. В кн. 6: Научно-техническая конференция научного студенческого общества Моск. нефт. ин-та им. И. М. Губкина. М.—Л., Гостоптехиздат, 1952.
- Косыгин А. И. Нефтяные месторождения Копа-Қараганды (Сыр-Ирек) Темирского уезда Актобинской губернии. Изв. Геол. ком., 1928, 47, 9—10.
- Косыгин Ю. А.₁ Основные черты тектоники северо-восточной окраины Эмбенской нефтеносной области. Тр. Моск. нефт. ин-та, 1940, вып. 2.
- Косыгин Ю. А.₂ Соляная и гипсовая тектоника Актобинской области. Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 1.
- Косыгин Ю. А.₃ Стратиграфия и фациальные изменения кунгура Актобинской области. Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 4.
- Косыгин Ю. А. Крупные поднятия в солянокупольных областях Эмбы и Украины, как возможные новые нефтеносные бассейны. Нефт. промышленность СССР, 1941, № 1.
- Косыгин Ю. А. Пермские соленосные свиты. В кн.: Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области. Изд-во АН СССР, 1943.
- Косыгин Ю. А. Тектоника соляных поднятий Днепровско-Донецкой впадины. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, 21, вып. 3.
- Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей М.—Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Косыгин Ю. А. О предполагаемом поднятии верхнекаменноугольных слоев в западной части Прикаспийской низменности севернее Баскунчака. Докл. АН СССР, 1951, 76, № 1.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. М.—Л. Гостоптехиздат, 1952.
- Косыгин Ю. А., Бланк М. И. Типы соляных структур Днепровско-Донецкой впадины. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 38, вып. 6.
- Косыгин Ю. А., Рябухин Г. Е. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины и главные задачи по изучению ее глубинной геологии. Тр. Моск. фил. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1951, вып. 2.
- Косыгин Ю. А., Швембергер Н. А., Никитина Ю. П. О некоторых закономерностях расположения соляных куполов Южной Эмбы. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, вып. 2.
- Кудинова Е. А., Шахварстова К. А. Предварительный отчет о геолого-поисковых работах в Актобинско-Илецком районе Казахской АССР за 1930 г. В кн.: Агрономические руды СССР, 1, ч. 2. М., 1932. (Тр. Науч. ин-та по удобрениям, вып. 100).
- Купалов-Ярополк И. К. Новые данные о «Хобдинском вале». Новости нефт. техники, геол., 1948, № 12.
- Лебедев Н. О. К истории исследований нефтяных месторождений в Уральской области. Изв. Об-ва горн. инж., 1913, № 4.
- Лебедев Т. С. До питання про природу Чернігівського гравітаційного максимуму. Доповіді АН УРСР, 1956, № 5.
- Люстих Е. Н. К вопросу об использовании гравитационной съемки рекогносцировочного характера. Докл. АН СССР, 1944, 43, № 6.
- Люстих Е. Н. Опыт интерпретации Московской гравитационной аномалии. Сов. геол., 1948, сб. 28.
- Люстих Е. Н. Количественная интерпретация некоторых гравитационных аномалий Русской платформы. Прикл. геофиз., 1950, вып. 6.

- Мещеряков Ю. А. Новые данные по геоморфологии и тектонике Северного Прикаспия. Новости нефт. техники, 1952, вып. 12.
- Мещеряков Ю. А., Брицына М. П. Геоморфологические данные о новейших тектонических движениях в Прикаспийской низменности. В кн.: Геоморфологические исследования в Прикаспийской низменности. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Миронов С. И. Уральский нефтеносный район: Мурза-Адыр, Дунгулюк-Сор, Кос-Куль, Терсаккан и Киакты-Сай. Тр. Геол. ком., нов. серия, 1916, вып. 142.
- Михайлов Н. П. О границе кампанского и маастрихтского ярусов. Докл. АН СССР, 1947, 58, № 9.
- Михайлов Н. П. Зональное деление верхней части меловых отложений Крыма и Западной Украины по головоногим. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, вып. 6.
- Можаровский Б. А. Основные черты геоструктуры северо-восточной окраины Саратовской области в связи с перспективами промышленного развития Озинского района. Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. Саратовск. ун-та, 1938, 2, вып. 2—3.
- Можаровский Б. А. О формировании главных элементов геоструктур Юго-Востока. Уч. зап. Саратовск. ун-та, 1945, 16, вып. 2.
- Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. Сов. геол., 1955, сб. 48.
- Мурашкин П. К. Геолого-поисковые работы по фосфоритам Кандагачского района Актюбинского округа Казахстана в 1928 г. В кн.: Фосфоритные руды СССР, 3. М., 1930. (Тр. Науч. ин-та по удобрениям, вып. 72).
- Мушкетов И. В. Геологические исследования в Калмыцкой степи. Тр. Геол. ком., 1895, 14, № 1.
- Наливкин Д. В. К вопросу о связи уральской и эмбенской нефтей с пермской системой. Нефт. хоз-во, 1930, № 2.
- Неволин Н. В. К вопросу геологического строения и нефтеносности Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, 1947, 55, № 8.
- Неволин Н. В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Л.—М., Гостолтехиздат, 1951.
- Неволин Н. В.₁ Геологическое значение гравитационных и магнитных аномалий центральных и восточных районов Русской платформы. Геол. нефти, 1957, № 3.
- Неволин Н. В.₂ О природе гравитационных и магнитных аномалий центральных и восточных районов Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 8.
- Неволин Н. В. Тектоника Прикаспийской впадины. Геол. нефти, 1958, № 9.
- Никитин С. Н. Отчеты экспедиции 1892 года в Зауральские степи Уральской области и Усть-Урт. СПб., Изд-во Об-ва Ряз.-Уральск. ж. д., 1893.
- Никитина Ю. П. Палеогеографические условия осадконакопления в нижнемеловое время в Эмбенской нефтеносной области. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, вып. 2.
- Никитина Ю. П. Нижний мел Южной Эмбы. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук, 1955.
- Николаев В. А. Новейшая тектоника западной части Прикаспийской низменности. Докл. АН СССР, 1957, 113, № 4.
- Новиковский М. М. Очерк геологического характера и минеральных богатств Уральской области. Горный журнал, 1887, 4, № 10.
- Огаринов И. С.₁ Плотностная характеристика пород разреза восточной окраины Русской платформы. Изв. вост. фил-ов АН СССР, 1957, № 6.
- Огаринов И. С.₂ Строение кристаллического фундамента востока Русской платформы по данным гравиметрии. В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, сб. 1. Уфа, Изд-во Башкирск. фил. АН СССР, 1957.
- Озерская М. Л. Физические свойства пород кристаллического фундамента. Прикл. геофиз., 1955, вып. 13.
- Павлов А. П. О новом выходе каменноугольного известняка в Саратовской губернии и о дислокациях правого побережья Волги. Bull. de Soc. des Natur. de Moscou, 1896. (Протоколы заседаний).
- Павлов А. П. Enchainement des sucelles et aucellines du crétacé russe. Nouv. men. Soc. Natur. de Moscou, 1907, 17, вып. 1.
- Пермяков И. Г. Проблема контактовой нефти в Урало-Эмбенском районе. В кн.: Нефтяные месторождения Урало-Эмбенского района. Л.—М., ГОТИ, 1933.
- Пермяков И. Г. Проблемы подсолевой нефти на Эмбе. Азерб. нефт. хоз., 1935, № 4.
- Пермяков И. Г. Условия залегания нефти и дальнейшее направление разведки в Эмбенском районе. Нефт. хоз., 1936, № 4.
- Пермяков И. Г. Условия залегания нефти и дальнейшее направление разведок в Эмбенской области. В кн.: Большая Эмба, 1, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Православлев П. А. Материалы к познанию нижневолжских каспийских отложений. Варшава, 1908 (Варш. унив. изв., № 2).

- Православлев П. А. Современные движения земной коры в Понто-Каспийской области. В кн.: Труды 3-го Всесоюзного съезда геологов, вып. 1, Ташкент, 1930.
- Пригоровский М. М., Васильев П. В. Гидрогеологический очерк степной полосы к западу и югу от Мугоджарских гор. Изв. Геол. ком., 1928, 47, № 7.
- Проничева М. В. О проявлениях новейшей тектоники в Северном Прикаспии. Геол. нефти, 1957, № 3.
- Проничева М. В., Эвентов Я. С. Геоморфологические данные о структуре северо-западного Прикаспия. Изв. АН СССР, серия геогр., 1956, № 1.
- Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1955.
- Розанов Л. Н. Особенности морфологии структуры Заволжья. Сов. геол., 1946, сб. 11.
- Россия. Полное географическое описание нашего отечества, 18. Киргизский край. СПб., 1903.
- Руженцев В. Е. Основы тектоники Урало-Эмбенского района. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1930, 8, вып. 1-2.
- Руженцев В. Е. Несколько слов о дизъюнктивных мульдах. Проблемы сов. геол., 1936, № 2.
- Руженцев В. Е. Краткий очерк стратиграфии верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской области. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, вып. 3.
- Рябухин Г. Е. Перспективы нефтеносности Северной Эмбы. Нефт. хоз., 1945, № 7.
- Сельский В. А. Изучение строения земной коры на основании данных геофизики, ч. 1. М.—Л., Госгеолиздат 1940.
- Семихатов А. Н. О находках девонской фауны на Эльтоне и Баскунчаке. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 4.
- Скалов Б. А. Описание средней части Тургайско-Уральского района. Материалы по исслед. переселенч. районов Азиатской России. СПб., 1909.
- Смилга И. П. Новые данные о тектонике Эмбенской области. Нефт. хоз., 1937, № 11.
- Смирнов Л. П. Соляные купола в Южном Урале и Урало-Эмбенском районе. В кн. Нефтяные месторождения Урало-Эмбенского района. Л.—М., ГОНТИ, 1933.
- Сokolova Е. И. К стратиграфии верхнеюрских отложений Урало-Эмбенской области. Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А., 1939, вып. 114.
- Сokolova Е. И. Унифицированная схема стратиграфии триасовых отложений Русской платформы. В кн.: Тр. Всесоюз. совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1956.
- Сokolova Е. И. Пермские и триасовые отложения западной и южной частей Прикаспийской впадины. Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1958, вып. 118.
- Соловьев В. Ф. Некоторые вопросы тектоники Каспийского моря. В кн. Тр. Совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1956.
- Тамман В. И., Яншин А. Л. Геолого-поисковые работы в Аккемирском районе Казахской АССР в 1929 г. В кн.: Фосфоритные руды СССР, т. 7. М., 1931. (Тр. Науч. ин-та по удобрениям, вып. 85).
- Тегяев М. М. Структура Урало-Эмбенской области и ее буроугольные месторождения. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1948, 17—18.
- Тихонович Н. Н. Уральский нефтеносный район: Кой-Кара, Иман-Кара, Кизил-Куль. Тр. Геол. ком., 1915, вып. 119.
- Тихонович Н. Н., Уральский нефтеносный район. 4 лекции, прочитанные на повторительных курсах Союза горнорабочих для инженеров и техников. Азерб. нефт. хоз., 1924, № 12 (Прил.).
- Тихонович Н. Н. Exposé de la tectonique de sud-est de la Russie d'Europe. Ann. Soc. Geol. de Belg., 1924, 67.
- Тихонович Н. Н., Замятин А. Н. Нефтеносный район Уральской области. Изв. Геол. ком., 1912, 31, № 215.
- Трифонов Н. К. Новые данные о распространении сарматских отложений в северо-западном Казахстане. Геол. сб. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1955, 3.
- Фотиади Э. Э. Гравитационная съемка в Озинском районе Саратовской области. За недра Волго-Прикаспия, 1937, № 4.
- Фотиади Э. Э. Некоторые новые данные о строении Волго-Эмбенской нефтегазосной области. Вост. нефть, 1940, № 9.
- Фотиади Э. Э. О строении и нефтегазосности крупных поднятий и межкупольных пространств Прикаспийской депрессии. Прикл. геофиз., 1948, вып. 4.
- Фотиади Э. Э. О некоторых связях между гравитационными и магнитными аномалиями на Русской платформе. Развед. и промысл. геофиз., 1952, вып. 4.

- Фотиади Э. Э. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе. Прикл. геофиз., 1955, вып. 12.
- Фотиади Э. Э. О крупных элементах тектоники юго-востока Европейской части СССР. Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1956, вып. 96. Очерки по геол. СССР, 1.
- Харитонов П. Е. 1 О крупных подсолевых структурах Южно-Эмбенского района. Докл. АН СССР, 1954, 95, № 1.
- Харитонов П. Е. 2 О региональных разломах в пределах Эмбенской солянокупольной области. Докл. АН СССР, 1954, 95, № 6.
- Харитонов П. Е. 1 К вопросу о генезисе Эмбенских солянокупольных структур. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол. 1955, 46.
- Харитонов П. Е. 2 Некоторые особенности гипсометрического положения соляных штоков Южной Эмбы. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., 1955, 46.
- Харитонов П. Е. 3 Основные черты геоструктуры Эмбенской солянокупольной области. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., 1955, 46.
- Хворова И. В. Среднекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах Южной Башкирии и Оренбургской области. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, вып. 6.
- Храмов Н. А. Эмбенский нефтеносный район: Джаксыбай. Нефт. хоз-во, 1933, 24, № 8.
- Храмов Н. А. Месторождения Джаксыбай Эмбенского района. Отчет о геологических работах в 1931 г. Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, серия Б, 1934, вып. 50 (на обложке, вып. 53).
- Храмов Н. А. К вопросу о стратиграфии пестроцветной толщи и юрских отложений Эмбенской области. Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, 1939, вып. 118.
- Храмов Н. А. Геологические исследования на полосе Уил-Илецкая Защита Эмбенской нефтеносной области. Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, 1940, вып. 11.
- Чирвинская М. В. Тектоническое строение Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба. В кн.: Тектоника нефтеносных областей, 2, М., Гостолтехиздат, 1958.
- Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 4.
- Шатский Н. С. 1 Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 1. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шатский Н. С. 2 Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 2. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.
- Шатский Н. С. 3 О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 3. Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Шатский Н. С. 4 О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 4. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Шатский Н. С. 5 О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 5. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.
- Шахварстова К. А., Шашкова Е. И. Отчет о геолого-поисковых работах на фосфориты в Акбулакском районе Казахской АССР за 1931 г. В кн.: Агрономические руды СССР, 2, ч. 2. М., 1934. (Тр. Науч.-исслед. ин-та по удобр. и инсекто-фунгсидам, вып. 116).
- Шванк О. А. Трассирование северного и западного борта Прикаспийской депрессии по данным гравиметрии. Развед. и промысл. геофиз., 1952, вып. 4.
- Шванк О. А. О природе гравитационных аномалий в Саратовском Поволжье. Прикл. геофиз., 1955, вып. 12.
- Шерешевская С. Я. Результаты гравиметрических работ, выполненных в Днепровско-Донецкой впадине и северо-западных окраинах Донецкого складчатого сооружения. Тр. Ин-та геол. наук АН Укр. ССР, серия геофиз., 1956, вып. 1.
- Шиндяпин П. А. К вопросу о солевых структурах Зауралья. Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. Саратовск. ун-та, 1939, 2, вып. 2—3.
- Шумилин С. В. Уральский нефтеносный район. Тогускеньушак и Джланкабак. Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, 1931, вып. 5.
- Шумилин С. В. О тектонике Эмбенского района. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, вып. 1.
- Шумилин С. В. Геологическое строение районов Кокбулак, Майкудук и Джальмурза северо-восточной окраины Урало-Эмбенского района. Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, серия Б, 1934, вып. 2.
- Эвентов Я. С. Распространение и характер осадков верхнего плиоцена в северном и северо-западном Прикаспии. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1949, 24, вып. 5.

- Эвентов Я. С. К вопросу о геотектонической структуре Северного Прикаспия. Тр. Моск. фил. Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1951, вып. 2.
- Эвентов Я. С. Западная часть Прикаспийской впадины. Тр. Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1956, вып. 96. Очерки по геол. СССР, 1.
- Эвентов Я. С. Палеозойские отложения западной части Прикаспийской впадины (в связи с перспективами поисков нефти и газа на данной территории). Сов. геол., 1957, сб. 57.
- Юркевич И. А. Юрские континентальные отложения. В кн.: Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области, ч. 1—2., М.—Л., Изд-во АН СССР, 1943.
- Яншин А. Л. Тектоника Каргалинских гор. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, вып. 2.
- Яншин А. Л. Артезианские воды Ново-Украинского фосфоритового месторождения в Казахстане. В кн.: Агрономические руды СССР, 4. М., 1938. (Тр. Науч. ин-та удобр. и инсектофунгисидов, вып. 138).
- Яншин А. Л. Верхняя юра, мел и палеоген. В кн.: Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области, ч. 2. М., Изд-во АН СССР, 1943.
- Яншин А. Л. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1945, 20, вып. 5—6.
- Яншин А. Л. Основные особенности тектоники южного окончания Урала. В кн.: Рефераты научно-исследовательских работ за 1945 г. Отд. геол.-геогр. наук. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере-выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. (Памяти акад. А. Д. Архангельского). М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953 (Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 15/19).
- Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.
- Яншин А. Л., Фокин А. Г. Отчет о геолого-поисковых работах 1931 г. на фосфориты в бассейне среднего течения р. Илека. В кн.: Агрономические руды СССР, 2, ч. 2. М., 1934. (Тр. Науч. ин-та по удобрениям, вып. 116).
- Сауеих. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mémoires Cartes géologiques de France. Paris, 1929.
- Fisher J. M. Limiting values of gravitational and magnetic anomalies due to a subterranean structure bounded by a single differential surface. Geophysics. 1941, 6. N 1.
- Glennie E. A. Gravity anomalies and the structure of the Earth's Crust. India Surv., Prof. paper, 1932, N 27.
- Humboldt A. Central-Asien. Untersuchungen über die Gebirgsketten und die vergleichende Klimatologie. Berlin, 1843.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Глава I.</i> История исследования Хобдинского регионального гравитационного максимума и развития представлений о его тектонической природе	5
<i>Глава II.</i> Стратиграфические данные и анализ разрезов зоны Хобдинского регионального гравитационного максимума и окружающих ее площадей	39
Нижняя пермь	40
Кунгурский ярус	40
Верхний триас	43
Средняя юра	46
Верхняя юра	48
Нижний мел	54
Валанжинский ярус	55
Готеривский и барремский ярусы	59
Аптский ярус	64
Альбский ярус	68
Верхний мел	76
Сеиоманский ярус	76
Туронский ярус	83
Сантонский ярус	87
Кампанский ярус	93
Маастрихтский ярус	100
Датский ярус	104
Палеоген	106
Морские отложения палеогена	107
Континентальные отложения палеогена	118
Неоген	120
Верхний миоцен	120
Сарматский ярус	120
Верхний плиоцен	121
Акчагыльский ярус	121
Апшеронский ярус	124
Четвертичные отложения	124
Краткие выводы	125
<i>Глава III.</i> Тектоника Прикаспийской синеклизы	129
Предуральский периклинальный прогиб в части, примыкающей к Прикаспийской синеклизе	129
Хобдинский региональный гравитационный максимум	141
Данные гравirazведки	141
Данные сейсморазведки	143
Данные магнитометрии	147
Ориентировочная количественная интерпретация Хобдинской гравитационной аномалии	149
Сравнительная характеристика соляной тектоники Хобдинской зоны и смежных с нею площадей	159
Краткие выводы	175
Аралсорский региональный гравитационный максимум	179
Краткий обзор представлений о тектонической природе Аралсорского регионального гравитационного максимума	180

Данные гравиразведки	182
Данные магнитометрии	184
Данные сейсморазведки	184
Геологические данные	187
Краткие выводы	189
Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум	190
Краткий обзор представлений о тектонической природе Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума	190
Краткий обзор геологических и геофизических работ, проведенных в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума	194
Данные гравиразведки	198
Данные магнитометрии	198
Характер залегания подсолевого ложа в юго-восточной части Прикаспийской синеклизы	199
Тектоника палеозойских отложений и рельеф их поверхности в осевой зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума	206
Характер разреза палеозойских отложений в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума	213
Характер залегания и мощности мезокайнозойских отложений в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума	220
Краткие выводы	225
Границы Прикаспийской синеклизы	228
Закономерности расположения соляных куполов Прикаспийской синеклизы	236
Разломы кристаллического фундамента Прикаспийской синеклизы	244
Заключения	260
Л и т е р а т у р а	263

Всеволод Сергеевич Журавлев

**Основные черты глубинной тектоники
Прикаспийской синеклизы.**

Труды Геологического института, выпуск 42

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства *В. К. Шлепов*. Технический редактор *П. С. Кашина*

РИСО АН СССР № 34-34. Сдано в набор 26/V—1960 г. Подписано к печати 29/IX—1960 г.
Формат 70×108 1/16 печ. л. 17+5 вкл., усл. печ. л. 23,29+5 вкл., уч. издат. л. 24,3+0,8 вкл.
Тираж 1400 экз. Т=13110. Изд. № 4599. Тип. зак. № 3335
Цена 17 руб., с 1/1 1961 — 1 р. 70 к.

Издательство Академии наук СССР, Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 17 р.

с 1/1 1961—1 р. 70 к.