

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 119. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 48). 1950

Д. М. РАУЗЕР-ЧЕРНОУСОВА
ФАЦИИ ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ И АРТИНСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ СТЕРЛИТАМАКСКО-ИШИМБАЙСКОГО ПРИУРАЛЬЯ
(НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ФУЗУЛИНИД)

О. А. ЛИПИНА
ФОРАМИНИФЕРЫ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 119. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 48). 1950

Д. М. РАУЗЕР-ЧЕРНОУСОВА

**ФАЦИИ ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ И АРТИНСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ СТЕРЛИТАМАКСКО-ИШИМБАЙСКОГО ПРИУРАЛЬЯ
(НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ФУЗУЛИНИД)**

О. А. ЛИПИНА

ФОРАМИНИФЕРЫ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

*Посвящается светлой памяти Алексея Александровича Блохина,
открывшего ишимбайскую нефть,
руководителя наших работ*

Д. М. РАУЗЕР-ЧЕРНОУСОВА

**ФАЦИИ ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ И АРТИНСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ СТЕРЛИТАМАКСКО-ИШИМБАЙСКОГО ПРИУРАЛЬЯ
(НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ФУЗУЛИНИД)**

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1941—1943 гг. я принимала участие в коллективном изучении закономерностей распределения известняковых массивов рифового типа в Башкирии.

Вследствие отсутствия слоистости в известняках выяснение геологического строения этих известняковых массивов оказалось возможным лишь на основе детального изучения фузулинид.

Группой микропалеонтологов была вновь пересмотрена биостратиграфия по фораминиферам Башкирии путем изучения старых местных материалов (около 9000 шлифов) и собственных новых сборов (около 2000 шлифов). Результаты этих работ, заложивших фундамент для всего дальнейшего исследования, изложены в 11 статьях сотрудников Академии Наук и местных организаций, опубликованных в сборнике «Фораминиферы верхнекаменноугольных и артинских отложений Башкирского Приуралья» (Труды ИГН АН СССР, вып. 105, 1949). Кроме того, описание тритицита С. Е. Розовской публикуется особо в Трудах Палеонтологического института АН СССР. Биостратиграфические выводы этого же коллектива авторов даны в сводной статье Д. М. Раузер-Черноусовой, помещенной в вышеупомянутом сборнике, и частично опубликованы С. Е. Розовской (1945). Вновь полученная биостратиграфическая схема отличается от прежней более дробным подразделением и большей обоснованностью, причем были использованы также и мелкие фораминиферы.

Для получения общей стратиграфической схемы были сопоставлены все биостратиграфические схемы, разработанные в 1941—1943 гг. разными авторами по разным группам ископаемых. Краткие сведения о биостратиграфических схемах по кораллам, мшанкам и брахиоподам имеются в отчетах и частично опубликованы. На основании этих данных и оценки стратиграфического распространения мшанок, определенных М. И. Шульга-Нестеренко и др., мною дана общая стратиграфическая схема (Труды ИГН, вып. 105). Ценность этой сводной схемы заключается в полноте фаунистической характеристики разреза и в критическом сопоставлении

стратиграфического распределения различных организмов. Первое чрезвычайно важно, так как некоторые части разреза бывают охарактеризованы лишь одной какой-либо группой организмов. Сопоставление схем развития разных групп организмов также дало существенные результаты, так как прежде всего оно показало, что моменты резких переломов в смене разных групп более или менее совпадают и обусловлены крупными изменениями в окружающей среде и в процессах осадконакопления.

Наконец, мною был произведен фациальный анализ изучаемых отложений и разработаны на его основе методы корреляции разрезов. Результаты исследований этого последнего направления, в совокупности с вновь разработанной стратиграфической схемой, позволили во многих случаях выяснить геологическое строение известняковых массивов и сделать некоторые палеогеографические выводы. Фациальному анализу и посвящена настоящая работа. Как следствие изучения фаций явились некоторые выводы о геологическом строении района и истории развития структур, публикуемые особо и приведенные кратко в статьях А. А. Богданова и Н. М. Страхова. Разработка последних вопросов велась совместно с И. К. Королук, при участии которой написана глава II.

Осуществление поставленной перед нами задачи было возможно лишь благодаря исключительно внимательному отношению к нашей группе сотрудников местных организаций, предоставлявших с большой готовностью весь имевшийся материал в наше пользование. Искреннюю благодарность выражаю Д. Ф. Шамову, А. Я. Виссарионовой и В. А. Балаеву, материалы которых были положены в основу наших исследований по некоторым районам; И. С. Сулейманову, ценнейшие коллекции которого, к тому же в образцовом состоянии, дали почти исчерпывающий материал для решения нашей задачи; палеонтологам Н. Д. Грызловой и З. М. Кузнецовой — за предоставленные нам материалы, а также геологам Ф. С. Куликову, З. Т. Абдулаеву и К. Г. Гриневу — за предоставление геологических материалов. Особенно ценную помощь в моей работе, вышедшей за рамки обычных биостратиграфических исследований, оказывали мне товарищи по работе А. А. Богданов, П. Е. Оффман и Е. Д. Сошкина.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ И АРТИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА В БАШКИРИИ

В этом обзоре основное внимание нами уделяется фациям. Специальных работ по фациям очень мало, но в большинстве стратиграфических и геологических исследований анализ фаций находит место в выводах, поэтому работы эти также подлежат упоминанию.

Верхнекаменноугольные и артинские отложения в пределах изученной нами части Предуральского прогиба (от широты Николаевки на севере, к югу от Охлебинино, до бассейна р. Белой на юге) изучены очень неполно, так как породы этого возраста на дневную поверхность выходят только в нескольких пунктах, весьма ограниченных по площади и по числу выходов. Такими пунктами являются давно известные в литературе четыре Стерлитамакские горы-одиночки, или шиханы, и гора Воскресенка у города Табынска. Наши знания о верхнекаменноугольных и артинских отложениях на остальной площади Предуральского прогиба находились в полной зависимости от развития бурения на этой территории.

В соответствии с этим историю изучения интересующих нас отложений можно разбить на несколько этапов. Первый этап — «доисторический», со времен Лепёхина и Мурчисона и до исследований М. Э. Ноинского.

Второй этап — время более углубленного изучения стратиграфии района, связанное с именами М. Э. Ноинского и Н. П. Герасимова, положивших начало изучению Стерлитамакских гор-одинок, а также А. А. Блохина, открывшего в 1932 г. Ишимбайское месторождение нефти. Период этот (1910—1938 гг.) характеризуется накоплением большого фактического материала, а также острой борьбой за основные представления о геологии района. В последние годы этого периода другие голоса заглушает «рифовая музыка», как удачно назвал основной лейтмотив середины тридцатых годов И. М. Губкин. Третий этап — период резкого упадка в стратиграфических и фациальных исследованиях района, наблюдающийся с 1938 по 1942 г., и преобладания геофизики над геологией. Наконец, четвертый этап — период нового подъема в изучении стратиграфии и фаций района начинается с 1942—1943 гг.

Мурчисон первый посетил Стерлитамакские горы-одиночки, массивные известняки которых он отнес к верхнему карбону, а окружающие отложения — к перми (Murchison, 1845). Он считал, что в Стерлитамакском районе карбоновые известняки образуют две складки: одну, более восточную, ограничивающую с запада Уральские горы, и вторую — западную, вдоль правого берега р. Белой, образующую четыре горки антиклинального строения. Более подробно им обследована гора Шак-Тау, по которой даны разрезы и породы которой он считал более молодыми, чем отложения, слагающие наиболее западные складки Урала, в чем он оказался прав, если иметь в виду лишь известняки этих двух складок. В образовании горы Шак-Тау Мурчисон предполагает участие сброса (там же, стр. 469).

Немного позднее Мурчисона на шиханах побывал Квален (1843), считавший, что он первый обнаружил выходы горного известняка в районе Стерлитамака. Действительно, первые упоминания о шиханах в литературе принадлежат Квалену.

Первую геологическую карту района Стерлитамакских гор-одинок опубликовал Нёшель (Nöschel, 1853). Эта карта не лишена исторического интереса и в настоящее время.

В шестидесятых годах в районе шиханов была произведена разведка на уголь с бурением вблизи горы Юрак-Тау. Эти работы не прибавили ничего нового к познанию геологического строения шиханов, но дали ценные коллекции ископаемых прекрасной сохранности, обработанные Кутаргой, Кайзерлингом, В. Н. Мёллером (1878, 1880), Ф. Н. Чернышевым (1902), А. П. Карпинским (1891).

Но эти палеонтологические работы, случайные и оторванные от геологических исследований, не дали ясного представления о стратиграфии района. Больше того, к концу этого периода наблюдается даже шаг назад: благодаря авторитету Чернышева твердо устанавливается швагериновый возраст стерлитамакских известняков, хотя еще Мурчисон считал их более молодыми, чем известняки крайней западной гряды Урала, которые относятся к швагериновому горизонту.

Укореняется взгляд на Шиханскую зону, подсказанный интуицией Мурчисона, как на антиклинальное поднятие, возможно осложненное сбросом.

Под руководством Ноинского в 1915—1916 гг., а затем в 1928—1930 гг. проводились геологические работы в Башкирии и, в частности, в Стерлитамакском районе. Одной из причин, определивших успех этих исследований, является широкое применение палеонтологического метода в разработке стратиграфии.

Из собранных значительных коллекций фауны Стерлитамакских гор мшанки были обработаны М. И. Шульга-Нестеренко (1941), аммоней — Г. Н. Фредериксом (1918—1921) и позднее Н. П. Герасимовым (1937),

брахиоподы — Н. П. Герасимовым (1929). Краткие отчеты этих работ были помещены в журнале «Хозяйство Башкирии» и в сборнике «Материалы по геологии Башкирской АССР» в изданиях СОПС АН СССР.

Посетив в 1910 г. горы Юрак-Тау, М. Э. Ноинский особое внимание уделил поискам *Schwagerina princeps* Ehrenb. — руководящей формы швагеринового горизонта. Ему удалось обнаружить ее лишь в нижней части юго-западного склона в толще, не превышающей по мощности 6—7 м. Вышележащую толщу известняков в 30—40 м, с кораллами, мшанками, брахиоподами и аммонейми Ноинский совершенно правильно отнес к надшвагериновым осадкам пермского возраста. В своем прекрасном докладе на съезде геологов в 1922 г. (1923), опубликованном лишь в 1934 г., он вполне обоснованно и четко поставил вопрос о фациальном, а не возрастном значении «артинских» песчаников. По его мнению, нижняя часть «артинских» песчаников является прибрежной фацией верхнекаменноугольных известняков, а верхняя часть этой толщи, возраст которой действительно артинский, переходит к западу в синхроничные морские известняки, что и наблюдается на горе Юрак-Тау. «Принимая... за верхнюю границу карбона слои с *Schwagerina princeps* Ehrenb., мы имели бы, что толща известняков мощностью в 30—40 м, залегающая в горе Юрак-Тау над слоями со *Schwagerina princeps* Ehrenb., является замещением надшвагериновой части артинских песчаников» (1934, стр. 27). К сожалению, смерть прервала плодотворную работу М. Э. Ноинского в Башкирии.

Начало разработки стратиграфии шиханов было положено исследованиями Н. П. Герасимова, ученика М. Э. Ноинского. В своих работах Герасимов (1929; 1934, 1; 1934, 2 и 1937) разработал стратиграфическую схему для стерлитамакских известняков; возраст их принимается пермским на основании сходства брахиоподовой фауны с таковой трогкофельских известняков. Схема в общем верная, но ее стратиграфические единицы большие. Отметим, что Герасимов приходит к весьма важному выводу о приуроченности швагерин к определенному стратиграфическому горизонту, ниже и выше которого четко выдерживаются подшвагериновая и надшвагериновая толщи. Кроме того, Герасимов подчеркивает постоянство этого соотношения как в известняковых, так и в терригенных отложениях, которые легко могут быть синхронизированы. Швагериновый горизонт отнесен им к нижней перми.¹ Совершенно правильно он указывает на двукратное повторение в схеме Ф. Н. Чернышева корового горизонта, состоящего из двух толщ — одной подстилающей, другой покрывающей швагериновый горизонт.

В 1934 г. было начато изучение шиханов, их стратиграфии, литологии и тектоники; частично результаты опубликованы в статье М. Ф. Микрюкова (1937). Следуя за Герасимовым в методике определения залегания горизонтов и в своих представлениях о брахиантклиналином строении шиханов, Микрюков в вопросе происхождения массивов переходит уже на точку зрения рифового их происхождения.

Заслуженная критика слишком широко применявшейся методики замеров элементов залегания пластов, слагающих шиханы, по положению органических остатков дана А. А. Трофимуким в 1936 г. Этой критикой был нанесен сокрушительный удар по сторонникам брахиантклиналиного строения шиханов, в защиту которого после 1936 г. уже не поднимается ни один голос. В то же время все чаще встречаются высказывания в пользу рифового происхождения стерлитамакских известняков.

¹ Как мы видели выше, в последнем пункте Н. П. Герасимов резко расходится со своим учителем М. Э. Ноинским, оставлявшим швагериновый горизонт в верхнем карбоне.

Еще в 1932 г. Д. В. Наливкин в своей книге «Учение о фациях» приводит гору Тра-Тау как образец рифовой горы. Впервые литология Стерлитамакских гор-одиночек освещена А. Н. Дубровиным в 1935 г., который приходит к выводу о рифогенном происхождении шиханов, образовавших в антиклинальной зоне полосу барьерных рифов.

За эти годы обнаружены весьма интересные факты, проливающие свет на геологическую историю района. Так, А. А. Трофимуком и А. В. Пахомовой устанавливается перерыв в осадконакоплении или размыв осадков выше швагеринового горизонта на участке Новый Шихан. Нахождение же фосфоритов А. А. Варовым (1935) в верхнеартинских глинистых известняках шиханов, а также исследования П. Л. Безрукова и Е. М. Ворожевой (1937), затем Е. М. Ворожевой (1937) и П. Л. Безрукова (1937) фосфоритов в тех же известняках и в кладохонусовых установили несомненный перерыв в основании верхней части артинского яруса. Весьма существенно установленные Трофимуком и Пахомовой в 1938 г. большие мощности и рифовый характер швагериновых пород Нового Шихана, близкие к породам горы Тра-Тау.

Впервые Д. М. Раузер-Черноусова (1937, 1940) и Д. Ф. Шамов (1938) использовали фузулины для выяснения геологического строения шиханов. Раузер-Черноусова по сборам фузулины в 1933 и 1935 гг. дала схему геологического строения горы Шак-Тау (доклад на XVIII Международном Геол. конгрессе, 1937, статья — 1940), которое она рисует в виде серии пластов, моноклинально падающих на северо-запад под углом 30—35°. Наиболее древней является средняя часть швагеринового горизонта; на северо-западе обнажены наиболее молодые породы — стерлитамакский горизонт и слои с *Pseudofusulina concavitas*. Несмотря на недостаточный материал, эта схема в основном подтвердилась, за исключением нахождения на западе слоев с *Pseudofusulina concavitas*.

Значительно обстоятельнее обработаны фузулины Д. Ф. Шамовым по всем четырем шиханам, но с предвзятым мнением (см. ниже), что отрицательно отразилось и на полученных результатах. В основу чрезвычайно обстоятельного и добросовестного исследования Шамов положил обширные сборы фузулины за три года полевых работ (1934, 1936 и 1937).

Твердо стоя на точке зрения рифового происхождения шиханов, Шамов оказался в большом затруднении при попытке объяснить наклон пластов к западу и северо-западу, явно наблюдающийся в шиханах Шак-Тау, Куш-Тау и Юрак-Тау и достигающий углов до 30°. По Шамову, этот наклон граничащих стратиграфических поверхностей отражает лишь естественный склон рифового тела, облеченного в виде покровов и плащей серией пластов различных горизонтов. Современное положение этих пластов вполне соответствует их первичному залеганию, каких-либо последующих нарушений в них не наблюдается, и единственной формой движений послетриглицевого времени являются лишь эпейрогенические. Особенностью шиханов Шамов считает смещение к западу вершин рифа в последовательные геологические времена, что морфологически может привести даже к более низкому положению вершины рифа в последующее время, например в тастубском, по сравнению со швагериновым². Это явление Шамов объясняет ростом шиханских рифов в условиях замедленного опускания, или даже временами поднятий, при котором происходит расширение поля рифообразования в сторону, при отсутствии роста вверх. Обосновываются эти положения непостоянством мощностей в пределах шиханов (кстати сказать, не всегда подтверждающимся) и соотношением осадков швагеринового и тастубского горизон-

² В формировании современных шиханов Шамов отводит очень подчиненную роль эрозии.

тов на юго-западном участке Шак-Тау, где при близких отметках происходит двукратная смена этих осадков, свидетельствующая о неровностях пограничной поверхности.

Последнее подтвердилось и нашим материалом, но может быть объяснено и другими причинами (тектонический наклон — предположение Раузер-Черноусовой и Фивег—или эрозионная впадина, по Хворовой). К этому весьма существенному вопросу мы вернемся ниже, при описании Шиханской зоны.

Переходим к рассмотрению исследований собственно Ишимбайского района.

Свои представления о геологическом строении Ишимбайского района А. А. Блохин (1932) выводил из аналогии с соседней Шиханской зоной. Он считал, «что известняковые выступы Ишимбаева, так же как и стерлитамакские шиханы, представляют антиклинальные складки, вытянутые примерно в меридиональном направлении». Блохин правильно ставит вопрос о синхроничности части известняков шиханов и ишимбайских массивов с артинской песчано-сланцевой толщей и об артинском возрасте первых. Предостерегая от увлечения рифовыми гипотезами происхождения массивов, он подчеркивал преобладание мшанкового детрита над их целыми колониями и значительную роль брахиопод и фузулинид в сложении пород.

С. С. Осипов (1933) в своей прекрасной и весьма важной для стратиграфии и фаций верхнего палеозоя работе признавал, что в генезисе ишимбайских известняковых массивов тектонические процессы имели место. «Но едва ли,— пишет он на стр. 71,— причудливые формы массива обусловлены только тектоникой, здесь могли сказаться и разрывы перед отложением солей, и органогенный характер известняков, представляющих, быть может, в некоторой своей части рифовые образования (мшанково-брахиоподовые или водорослевые)».

Весьма интересны соображения Осипова о сходстве отложений Стерлитамакского района и Верхне-Чусовских Городков и мнение о более быстром прогибании восточной окраины Восточно-Европейской платформы в ее северной части (Верхне-Чусовские Городки) и южной (Стерлитамак) по сравнению с центральной частью этой полосы (Уфимское плато).

Взгляды А. А. Богданова на тектонику ишимбайских известняков, слагающих, по его мнению, куполовидные складки, выражены в его статье о кунгурских отложениях (1935), но более остро поставлены в ней основные вопросы палеогеографии Ишимбайского района в конце артинского века. Образование тектонических структур Ишимбая (так же как и шиханов) Богданов, вслед за Герасимовым, относит к предверхнеартинскому времени. При этом подчеркивается, что в пониженных участках рельефа (например, Смакаево) верхнеартинские сланцы переходят постепенно в кунгурские ангидриты, что свидетельствует о постепенном усыхании верхнеартинского бассейна.

В 1934—1935 гг. происходит резкий перелом в изучении Ишимбая. Мало убедительные и необоснованные представления о геологическом строении района, с одной стороны, и отсутствие каких-либо маркирующих горизонтов в однородных и мощных известняках — с другой, заставили по-новому поставить вопрос об изучении ишимбайских погребенных известняков.

С 1934 г. систематические литологические и палеонтологические исследования проводятся большим коллективом исследователей. При палеонтологической обработке материалов Ишимбая были изучены фузулиниды (Раузер-Черноусова, 1935, 1937, 1940; Беляев и Раузер-Черноусова, 1938; Гроздилова, 1938; Виссарионова, 1937; Корженевский, 1940 и др.), кораллы (Порфирьев, 1937; Добролюбова и Порфирьев, 1941),

мшанки (Никифорова, Шульга-Нестеренко, 1941; Новикова, 1938), брахиоподы (Куликов; Микрюков, 1937) и аммоны (Герасимов, 1937). Очень быстро выяснилось, что ведущей группой являются фузулиниды, которым в дальнейшем уделялось значительно большее внимание, вплоть до забвения других групп, что отрицательно отразилось на разработке стратиграфической схемы.

Не останавливаясь на биостратиграфических выводах авторов, изучавших кораллы, мшанки и брахиоподы, поскольку они в большинстве не доведены до конца и давали расчленение разреза с большим объемом выделяемых свит и толщ, переходим к стратиграфическим работам по фузулинидам.

Впервые стерлитамакские фузулиниды после работ В. Н. Мёллера были обработаны Д. М. Раузер-Черноусовой. Устанавливая нижнепермский возраст толщи с *Parafusulina lutugini*, она (1935) отмечает нахождение этой толщи и в Стерлитамакском районе, но с несколько отличным от северных районов характером сообщества фузулинид.

В 1936 г., на основании просмотра местных и собственных материалов и обработки коллекций Блохина, Раузер-Черноусова дает первое палеонтологически обоснованное стратиграфическое расчленение разреза Ишимбая. Этот же вопрос она разбирает и в совместной статье с Г. М. Беляевым (1938).

Разрабатывая и углубляя схему Д. М. Раузер-Черноусовой, Д. Ф. Шамову, А. Я. Виссарионовой и И. Д. Корженевскому удалось дать более подробное расчленение разреза, выделив в верхней части швагеринового горизонта горизонт с *Pseudofusulina moelleri* (тастубский горизонт, по Раузер-Черноусовой), разделенный в свою очередь на три зоны, и слои с *Ps. concavitas* в нижней части горизонта с *Parafusulina lutugini*, а также наметить дифференциальное распределение фузулинид по двум частям швагеринового горизонта. Эта схема почти без изменений просуществовала до 1941 г. Границы горизонтов и их мощности в дальнейшем уточнялись лишь незначительно. Руководящие же виды этой схемы, как показали исследования Раузер-Черноусовой (1937, 1940), хотя и являются формами широкого горизонтального распределения и большого регионального значения, но распространены в пределах толщ с большой мощностью и, следовательно, мало пригодны для подробной корреляции разрезов.

Те же авторы установили трансгрессивное залегание кладохонусового известняка и более молодой возраст (по сравнению с кладохонусовым) темных глинистых известняков с переотложенными фузулинидами. Совершенно четко эти исследователи формулируют и взгляд на природу известняковых массивов как на рифовые образования; они устанавливают близкое к горизонтальному залегание горизонтов¹ в массивах и тем опровергают брахантиклинальное строение ишимбайских массивов. Эти исследователи подкрепляют свое представление о массивах, как о рифах, значительными колебаниями в мощности горизонтов, фациальными различиями в комплексах фузулинид по отдельным районам и неровностью кровли различных горизонтов.

Явная предвзятость господствующей стратиграфической схемы объясняется влиянием А. А. Трофимука и А. Н. Дубровина, горячих сторонников рифового происхождения ишимбайских известняковых массивов. Полностью подтверждая выдвинутые В. А. Сулиным и А. А. Варовым специфические свойства ишимбайских известняков, доказывающие их рифовую природу, и приводя более точные данные к характеристике не-

¹ Увлекаясь своей рифовой концепцией, Шамов проходит мимо наклонов всех слагающих массивы горизонтов в северо-западном и юго-западном направлениях, констатированных им же позднее.

растворимого остатка (менее 10%) и к содержанию органических остатков (в среднем 22%), Трофимук и Дубровин видят новые аргументы в пользу рифового образования осадков в кольцевом распространении отдельных фаций или типов известняков по горизонтам в пределах массивов. К сожалению, последнее недостаточно убедительно изображено на картах этих исследователей. Распределение мшанок, члеников криноидей и фузулинид не является доводом в пользу рифового типа фации, так как только мшанки могли бы быть рифообразователями, но их прижизненное рифовое положение в породе ничем не доказано. Распространение водорослей (других рифообразователей) Трофимук и Дубровин не разбирают, а гидрактиниоды не дают яркой картины, так как встречаются спорадически. Трофимук и Дубровин допускают лишь эпейрогенические движения во время формирования массивов, а эрозии отводят совершенно подчиненное место.

К близким выводам о рифовой природе ишимбайских известняков приходят В. А. Сермягин (1939), Е. П. Александрова (1939) и др., единодушно признающие рифовую, биогермную (Сермягин) природу известняков. Любопытно отметить, что образование тонкозернистого цемента и инкрустации — двух основных структур рифовых известняков — Сермягин и Александрова считают, в противоположность Сулину, не особой стадией в формировании, а приурочивают ко времени образования рифа. Интересны приведенные Сермягиным данные В. Н. Махаева о наличии в ишимбайских известняках остатков зеленых водорослей, сифонниковых и синезеленых водорослей, указывающих на мелководные условия их образования.

Исследования О. А. Радченко проливают свет на некоторые моменты палеогеографии Ишимбайского района. Значительное количество анализов позволило Радченко провести сравнение битумов различных стратиграфических горизонтов и отметить различия в условиях образования битумов. При переводе указанных ею глубин взятия проб для анализов битумов на наш стратиграфический язык, совершенно отчетливо выделяются по битумам два горизонта, охарактеризованные преобладанием гумусового материала над жировым веществом, а именно псевдофузулиновый горизонт и верхнеартинские известняки. По Радченко, гуминовое вещество этих битумов не может быть результатом окисления органического вещества, а лишь продуктом разложения растительных остатков. Состав гуминовых кислот верхнеартинских отложений близок к составу обычных торфяных гуминовых кислот, что указывает на привнос в эти осадки остатков высшей растительности. Подтверждается вывод Радченко микроскопическим анализом этих отложений, установившим большое количество гумусового материала в виде фюзенизированных и ксиленизированных клеточных стенок и бурого бесструктурного вещества, а также спектром поглощения спиртовых вытяжек битумов, принадлежащих к битумам битуминизированных сланцев.

Подтверждая данные И. Я. Постовского и В. Б. Гецена (1935), установивших в ишимбайских битумах порфирины и производные хлорофильной и геминовой группы (продукты разложения хлорофилла и гемина), Радченко указывает в спектрах большинства битумов характерную для порфиринов полосу поглощения. Но особенной интенсивностью спектр поглощения отличался в образце из верхнеартинских отложений, обнаруживая характерную, по Трейбсу, для сланцев третью полосу. Этими исследованиями Радченко вполне убедительно доказывает первичность органики верхнеартинских отложений и независимость ее от других битумов, загрязняющих эти породы; источником органического вещества верхнеартинских отложений автор считает высшую растительность.

Любопытно отметить еще, что Радченко весьма тонко подметила не-

которые отличия и в составе битумов стерлитамакского горизонта в Кусьпккульском массиве. Подчеркивая повышенное содержание нерастворимого остатка в этих известняках, Радченко связывает иной состав битума с наличием материала, поступившего со стороны.

В тридцатых годах более конкретно формируется представление о палеогеографии района (Дубровин, Трофимук и Виссарионова, Шамов). Впервые четко намечаются основные четыре фациальные зоны в Башкирском Приуралье: 1) фация прибрежная, наиболее восточная, выраженная терригенными и отчасти органогенными осадками (западный склон Урала); 2) фация глубоководных слоистых глинисто-карбонатных осадков — восточная часть Шиханского участка и Смакаево; 3) фация рифов — полоса гор-одиночек, Малый Шихан и ишимбайские массивы; 4) фация нормального мелкого моря с карбонатными осадками, разделяющимися на две подфации: а) брахиоподово-фузулиновую (зона Аллагуватова, Покровки и Косяковки) и б) кораллово-штаффелловую (Стерлибашево, Туймазы и, частично, Рязановка).

Отмечаются (Дубровин, 1936, 2) резкие отличия в условиях осадконакопления в кунгурское время в Ишимбае и в Шиханской зоне, которая в кунгурское время испытала резкие дизъюнктивные нарушения типа взбросов. Д. Л. Степанов (1938) приходит к правильному выводу о трансгрессивном залегании кладохонусовых известняков Ишимбаево-Стерлитамакского района, отнесенных им к саргинскому времени, на нижележащих породах, а также о значительном перерыве между кладохонусовым известняком и вышележащими отложениями.

Фациальный анализ внес значительные уточнения в представления Трофимука о тектонике Ишимбайского района. Особенно существенное значение имеет его вывод о нахождении Аллагуватова на погруженной части западного крыла складки (?) или сброса (?) тектонической структуры, а ишимбайских рифовых массивов — в приподнятой части структуры. Впервые фактический материал используется для первого слабого обоснования общего антиклинального строения Ишимбайской зоны.

Рассматривая условия залегания горизонтов к востоку от Яр-Биш-кадакского массива, Трофимук приходит к выводу о тектонической природе погружения пластов к востоку с амплитудой в 400 м, чем намечается восточное крыло Ишимбайского поднятия.

Прежде чем перейти к следующему этапу изучения Башкирского Приуралья, подытожим основные пути развития научной мысли за рассмотренный период.

Как мы видели, старое представление Мурчисона об антиклинальном поднятии в гряде шиханов вначале переносится и на погребенные массивы. Эта концепция продолжает господствовать до 1936 г. и получает крайнее выражение во взглядах на эти массивы как на брахиантиклинальные, куполовидные тектонические сооружения. Подобные ложные представления смогли появиться лишь вследствие отсутствия палеонтологического обоснования стратиграфии или при одностороннем и неумелом ее применении, как, например, при изучении напластования по залеганию ископаемых. В то же время совершенно правильно ставится вопрос о существенном влиянии эрозии на форму массивов и о перерывах, а также размывах в артинское время. Но приводимый фактический материал недостаточен и неубедителен, к тому же затуманивается все громче раздающимися голосами о рифовом происхождении массивов, которым объясняются все неровности рельефа. Гипотеза рифового происхождения массивов явно преобладает с 1936 г.; с этого времени вопросы тектоники и эрозии в Ишимбайском Приуралье почти не ставятся на повестку дня, что имело резко отрицательное влияние на последующее изучение этого района.

Первые три-четыре года (начиная с 1939) следующего этапа изучения Ишимбая можно считать годами продолжающегося развития уже установившихся взглядов и годами составления сводок, в которых основным вопросам стратиграфии и палеогеографии Ишимбайского района не дается нового освещения, а лишь уточняются и углубляются более второстепенные вопросы и в то же время делаются обобщения для более широких площадей. Беспцветность большинства этих «сводок» и слабый анализ громадного материала следует, повидимому, объяснить главным образом слишком общей стратиграфической основой. Однако и здесь заслуживают быть отмеченными отдельные моменты.

А. В. Пахомова дает богатый и хорошо иллюстрированный материал по тритицитовому, псевдофузулиновому и швагериновому горизонтам и высказывает веские соображения о нахождении сводовой части Тратауской структуры восточнее Тра-Тау и о расположении рифа на западном крыле структуры.

Сводку по стратиграфическому и географическому распределению кораллов дает Т. С. Порфирьев в 1939 г., используя материал по Стерлитамакскому району, Аллагуватову, Рязановке и Туймазам. В основном предложенная схема повторяет схему Т. А. Добролюбовой (1936) с некоторыми отличиями, не подтвердившимися в дальнейшем.

А. Я. Виссарионова продолжает обработку штаффелловых фаций западной зоны. На основании выделенных ею новых форм штаффелл и мелких фораминифер, а также распределения кораллов, дается обоснованное стратиграфическое расчленение изученных разрезов и сопоставление их между собой.

Д. Ф. Шамов уделяет особенно большое внимание фациям и палеогеографии верхнекаменноугольной эпохи и артинского века. Весьма ярко сформулированы его представления о разной скорости прогибания различных участков как основной причины дифференцированного распределения фаций и различных высотных отметок залегания артинских известняков на разных участках Ишимбайско-Стерлитамакского района. Взгляды на генезис известняковых массивов выражены в виде законченной рифовой «теории» (а не только гипотезы). Прежние выводы других исследователей в пользу этой гипотезы Шамов дополняет еще положениями относительно характера залегания горизонтов, слагающих массивы. Но эти интересные соображения оказались и наиболее уязвимым местом концепции Шамова, так как биостратиграфическое обоснование его положений весьма спорное или подчас даже слабое. Неубедительны и слабо документированы профили, доказывающие выклинивание горизонтов, отсутствует анализ синхроничных ископаемых фаун, существовавших в резко различных условиях (вершина рифа и на 300—400 м ниже, у подножья рифов), неровности кровли и подошвы горизонтов не всегда обоснованы, поскольку в некоторых случаях оказываются сомнительными границы стратиграфических горизонтов, как это явствует из наших исследований 1941—1942 гг. Новыми являются положения о плащеобразном залегании кладохонусового известняка без каких-либо перерывов на нижележащих осадках и о рифовой природе отложений всего швагеринового горизонта. По Шамову, к крутому склону рифа швагеринового времени, высотой в 550 м, с востока впритык подходят глинистые карбонатные отложения глубокого моря, с очень небольшой мощностью. К сожалению, фаунистического обоснования перехода рифовой фации в фацию восточную Шамов не дает.

Однако в своих палеогеографических представлениях он был совершенно прав. Логическое завершение и полное выражение его концепции мы находим в палеогеографической схеме 1941 г.; в этом году впервые им нанесена на карту полоса фактического и вероятного расположения рифов

в пределах уже ранее в общих чертах наметившихся трех основных фа-
циальных полос в Ишимбайском Приуралье. Предположения Шамова
блестяще подтвердились вскрытием рифов в районе Куганака и Столя-
ровки, чем дана вполне заслуженная высокая оценка выдающихся ис-
следований Шамова. Но, как указывалось, развитие представлений
Шамова за последние годы не во всем шло в ногу с вновь получаемыми
фактами. В этом отношении большой интерес представляют данные
И. С. Сулейманова. Так, весьма существенны приводимые им факты, сви-
детельствующие о нечеткости фаунистической границы между верхней
зоной тастубского горизонта и стерлитамакским горизонтом.¹ Он дает
прямые указания на общий наклон горизонтов в массивах с востока на
запад, причем в пределах всей площади массивов наиболее высокое за-
легание швагеринового горизонта обнаружено им на востоке, в Кузьми-
новском массиве, а тастубского горизонта — на востоке Восточного мас-
сива. В пределах массива Термень-Елга Сулеймановым уже четко наме-
чен северо-западный наклон пластов в результате тектонических наруше-
ний и установлено срезание пластов эрозией на востоке массива.

В 1940 г. опубликована статья П. Ф. Михалева, в которой после зна-
чительного перерыва опять поднимается голос, хотя крайне нерешитель-
ный и неубедительный, в пользу влияния тектоники на формирование
известнякового фундамента Ишимбайского района.

А. А. Трофимук высказывается за отложение кладохонусовых изве-
стняков в процессе поднятий массивов, чем объясняется современное
положение этих осадков на склонах массивов на большой глубине, что
оставалось неясным в концепции Шамова. Более четко формулируется
взгляд Трофимука на карбонатно-аргиллитовую толщу к востоку от мас-
сивов как на отложения верхнеартинского времени, лежащие с размывом
на швагериновых и тастубских осадках.

Весьма оригинален взгляд Н. П. Герасимова на возраст кладохону-
совых известняков, с которых и синхроничных им «верхнеартинских»
осадков он начинает кунгурский цикл осадконакопления. Резко выска-
зываясь за первенствующее влияние эрозии в формировании шиханов
и погребенных массивов, отрицая даже существенное значение локального
рифобразования в процессе накопления стерлитамакских известняков,
Герасимов остается защитником крайнего выражения антиклинального
строения шиханской и ишимбайской полос.

В сводках И. М. Губкина (1940), А. С. Батаева, В. И. Носаль,
Ю. А. Притула и А. А. Трофимука Ишимбаю уделяется большое внимание.
Наиболее интересна статья Губкина, опубликованная после его смерти.
Присоединяясь к взгляду о рифогенном происхождении шиханов и по-
гребенных массивов, Губкин особое значение придает образованию резко
расчлененного рельефа Ишимбая и трехкратным размывам, достигшим
даже основания швагеринового горизонта и давшим превышение высот
до 1000 м в докунгурском рельефе. Сопоставляя известные уже ранее факты,
Губкин приходит к выводу о наличии сбросовых дислокаций, опреде-
ливших собой основные черты тектоники района. Эти сбросовые дисло-
кации проходят ломаной линией вдоль восточного края ишимбайских
массивов и затем к западу от шиханов. Следует еще отметить, что кла-
дохонусовый известняк, по Губкину, ложится несогласно на размытую
поверхность при опускании массивов, приподнятых перед тем на значи-
тельную высоту.

Чрезвычайно существенным является вновь поднятый в 1941 г.
Г. И. Теодоровичем (1941) вопрос о миграции рифов в Башкирском При-

¹ Характерно, что именно эта поверхность использована Шамовым при обосно-
вании первичной неровности кровли горизонта.

уралье. Весьма ценна и своевременна сводка Д. Л. Степанова (1941) по каменноугольным и артинским отложениям Башкирии. Но предлагаемое стратиграфическое расчленение верхнего карбона и артинского яруса грешит все той же схематичностью, особенно для западного склона Урала, вследствие недостатка палеонтологического обоснования и слишком крупных масштабов предложенных стратиграфических единиц. Дробное стратиграфическое расчленение проводится все по тем же микрофаунистическим зонам, известным еще с 1937 г., но, к сожалению, обоснованным также далеко не исчерпывающе.

Нельзя согласиться с этим автором в отнесении всей мощной терригенной толщи с *Parafusulina lutugini* на западном склоне Урала, в Башкирии, лишь к верхней части артинского яруса. Палеонтологическое и геологическое обоснование этой концепции очень слабое и зиждется в основном на нахождении в терригенных породах обломков известняка с *Parafusulina lutugini*. Но мощная терригенная толща с *Parafusulina lutugini* не расчленена Степановым и даже не указывается, из какой части разреза происходят «верхнеартинские» аммоны и обломки с *Parafusulina lutugini*, являющиеся по существу единственным доказательством «верхнеартинского» возраста терригенной пачки Урала. Степанов явно противоречит себе, настаивая на широком региональном распространении горючих сланцев в районе Нугуша и Белой и синхроничности их горючим сланцам Уфимского плато. Этим Степанов сам доказывает существование и в Южной Башкирии аналогов бурцевской свиты, к основанию которой относятся горючие сланцы Уфимского плато и, следовательно, наличие в Башкирии нижней части толщи с *Parafusulina lutugini*.

По своим взглядам на генезис известняковых массивов Степанов примыкает к эрозионистам, считая глубоко расчлененный рельеф Ишимбая (до 1200—1400 м) результатом эрозии в докладохонусовое и в докунгурское время в субэаральных условиях, при которых из толщи однотипных известняков, примыкавших с запада и с востока к массивам, были отпрепарированы более стойкие линзы массивных рифовых известняков. Основным доводом в пользу такого представления Степанов считает отсутствие между массивами синхроничных им детритусовых пород.

Таким образом, 1939—1941 годы — годы подведения итогов по Ишимбайскому району — не внесли ничего существенно нового в наше познание стратиграфии и фаций района. Остановка в разработке стратиграфии района, особенно в обработке фузулинид и в изучении литологии, имела пагубные последствия. К тому же миф об особенностях залегания пород при рифообразовании парализовал все попытки геологической интерпретации материалов.

Однако у сторонников рифовой «теории», господствовавшей в начале этого периода изучения Ишимбая, намечаются весьма заметные расхождения по отдельным вопросам и постепенный переход на другие позиции. И все чаще слышатся голоса тектонистов и особенно эрозионистов. К сожалению, их взгляды мало отличаются от представлений первых исследователей, не имеют конкретного содержания и не опираются на достаточное количество фактов. Причиной этого является главным образом отсутствие достаточно дробной и хорошо обоснованной стратиграфии.

С 1941 г. начал работать большой коллектив геологов, стратиграфов и литологов Академии Наук. Остановимся лишь на некоторых работах, имеющих прямое отношение к нашей теме.

Вопросам фаций, палеогеографии и геологической истории района уделялось большое внимание. Специальному изучению был подвергнут кладохонусовый известняк, имеющий существенное значение для познания

геологической истории района. О. А. Липиной был установлен мелко-водный характер этого осадка, образовавшегося в довольно спокойных условиях. Е. Д. Сошкиной (1945, 2) был пересмотрен весь имеющийся фактический материал и обобщены весьма ценные собственные наблюдения, на основе которых ею сделан очень обоснованный вывод о синхронности кладохонусовых и верхнеартинских отложений, дана дробная стратиграфия верхнеартинского времени; доказано несомненное участие доверхнеартинского размыва в образовании массивов и шиханов, а также приуроченность к верхнеартинскому времени основных тектонических движений района и их разнохарактерность в Ишимбайском и Шиханском районах.

Широкие выводы сделаны В. Н. Крестовниковым по палеогеографии всего Стерлитамакско-Ишимбайского района на основе изучения распределения фосфатизации, глауконита и кремнистых пород в исследованных разрезах.

Вопросы генезиса известняковых массивов и палеогеографии района рассматривались Масловым и Беликовым, Келлером, Раузер-Черноусовой, Крестовниковым, Хворовой и Сошкиной и др., а также в ряде опубликованных статей (Маслов, 1943, 1945, 1946; Наливкин, 1943).

Особенно пристальное внимание уделялось тектоническому и эрозионному факторам в формировании массивов Шиханской и Ишимбайской зон, хотя и седиментационный фактор, т. е. рифообразование, получает свое признание, но в более ограниченном объеме.

Критику рифовой гипотезы происхождения массивов дал Н. М. Страхов (1946) и др. Ссылаясь на исследование Раузер-Черноусовой о залегании стратиграфических горизонтов в теле массивов, а также на результаты пересмотра условий образования кэп-рока и линз пористых пород внутри массивов, Страхов считает, что признаки изоляции массивов в процессе осадконакопления не подтвердились и что, следовательно, теория первичнорифового происхождения массивов не может считаться доказанной. Так как в дальнейшем нам неоднократно придется возвращаться к этому вопросу, мы здесь не будем дольше останавливаться на взглядах отдельных авторов.

В воззрениях отдельных исследователей на геологическое строение Ишимбайской и Шиханской зон существенных расхождений нет. Наиболее обоснованное фактами представление о структуре Ишимбайского поднятия, явившееся в основном результатом исследований Раузер-Черноусовой, изложено у А. А. Богданова (1947). Спорной осталась лишь природа крутых крыльев Ишимбайского и Шиханского поднятий. Одни авторы склоняются к признанию флексуры (Раузер-Черноусова, Келлер, Богданов), другие указывают на возможность дизъюнктивных дислокаций (Теодорович, Шатский и др.).

Наиболее острые дискуссии возникли по вопросу об интенсивности эрозии и по поводу толкования разрезов площади на востоке от массивов. По одним авторам (Маслов, Беликов, Страхов), примыкающим к взглядам Герасимова и Степанова, массивы «представляют собой ... эрозионные останцы, вырезанные из одного огромного пластообразного рифового тела ... в предверхнеартинское время». По мнению других (Раузер-Черноусова, Келлер, Хворова, Сошкина, Крестовников), роль эрозии в формировании разных частей массивов различна, так как осадки к западу и востоку от массивов не тождественны. Крайнее выражение этих взглядов мы находим у И. В. Хворовой (1947), по мнению которой маломощные осадки к востоку от массивов, в сплошном разрезе, начиная со швагеринового горизонта, относятся к батиальным отложениям, образовавшимся на глубине около 1000 м. Иное освещение этому вопросу дает И. К. Королюк (1947), доказывающая первичное отсутствие осадков

с позднешвагеринового или тастубского до верхнеартинского времени в полосе к западу от массивов вследствие проходившего здесь течения.

Вопросам фаций и палеогеографии Башкирского Приуралья посвящен ряд статей (Теодорович, 1942, 1948, 2; Д. В. Наливкин, 1943; В. Д. Наливкин, 1944; Руженцев, 1946, 1948). Но в этих работах собственно Стерлитамакско-Ишимбайскому району уделяется мало внимания при разрешении более общих вопросов палеогеографии и формаций больших территорий. Поэтому мы не будем останавливаться на этих статьях, тем более, что к ним придется вернуться позднее.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ ДОКУНГУРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ¹

В работах Н. С. Шатского, А. А. Богданова и Н. М. Страхова уже освещено положение Стерлитамакско-Ишимбайского района в общей тектонической схеме Предуралья; поэтому мы можем не останавливаться на этом вопросе. Рельеф докунгурских пород этого района тоже описан неоднократно, но целесообразно дать краткое его описание для облегчения понимания текста.

Снимем мысленно мощную (200—1400 м) толщу кунгурских и уфимских пород. Обнаружится очень сложная поверхность докунгурских известняков с рядом хребтов и сопряженных с ними впадин. Разница в абсолютных отметках наивысших и наинизших точек 2000 м. Форма, высота и соотношение различных морфологических элементов рельефа быстро изменяются с востока на запад. Вся поверхность погружается от Урала на запад со средним углом 4—7°. На ней выделяется ряд меридиональных хребтов, абсолютные высоты которых снижаются к западу более медленно, чем погружается их основание, что приводит к относительному возрастанию высот этих хребтов. Западнее, на долготе Покровка — Аллагуватово, этот тип рельефа резко сменяется высокой, плоской, нерасчлененной возвышенностью.

Наиболее восточными, известными в настоящее время хребтами являются Пастушинско-Карлинский и Кинзебулатовский. Оба хребта хотя и отстоят далеко один от другого, но расположены на одной прямой, и по соединяющей их линии, возможно, расположено еще несколько отдельных хребтиков.

Северный, Пастушинско-Карлинский хребет состоит по существу из двух кулисообразно соединенных хребтиков, имеет долготное простирание и длину 11—12 км. Обе гряды узкие, с уплощенным сводом шириной 2—2.5 км, с крутыми (до 50°) углами склонов. Предположительная высота их 500 м, ширина по основанию (на отметке —800 м) 4 км.

Кинзебулатовский хребет вытянут в долготном простирании на 9 км, имеет узкую, уплощенную вершину, крутые склоны (40°) и высоту над основанием около 600 м.

Западнее этих хребтов на севере и юге района расположены области глубоких и широких депрессий. В центральной части района депрессия или отсутствует вовсе, или имеет очень незначительную ширину; непосредственно к вышеуказанной возвышенной зоне примыкает крупный массив Шиханского поднятия.

Северная, Дмитровская, впадина ограничена на востоке Карлинским хребтом, на юге — Дмитровским поднятием, на западе — Куганакским, а севернее — Покровским массивами. Между всеми этими поднятиями

¹ Глава написана совместно с И. К. Королюк.

она вдается глубокими крутостенными языками. Дно ее, очевидно, плоское, с абсолютной отметкой —600 м, на юго-востоке она сливается с Мраковской депрессией.

Южная, Смакаевская впадина расположена западнее Кинзебулатовского хребта. Это — плоская депрессия с ровным плоским дном и крутыми (20—45°), очень высокими (600—1000 м) стенами. На юге депрессия вливается в крупную Аллакаевскую впадину; на севере она оконтуривается Шиханским поднятием.

Расположенные западнее Смакаевской депрессии высокие Ишимбайские горы состоят из четырех отдельных останцов (Яр-Бишкадакский, Южно-Кашкаринский, Кусяпкуловский и Термень-Елгинский массивы) и большого хребта неправильной формы, расчлененного на пять отдельных вершин, известных как пять массивов (Восточный, Западный, Южный, Кузьминовский, Буранчинский). Простираение гор на юге северо-западное, севернее — переходящее в долготное. Высота увеличивается с севера на юг от 700 до 1000 м.

Один из ишимбайских останцов — Кашкаринский массив — расположен уже на склоне Аллагуватовско-Покровской возвышенности. Кусяпкуловский массив отделен от этой возвышенности узкой впадиной, которая южнее Западного массива расширяется, одновременно углубляясь, переходя в Буранчинскую депрессию, с абсолютной отметкой ложа в —1200 м. Еще южнее эта впадина сливается, так же как и Смакаевская, с Аллакаевской депрессией.

Между разобранными выше северной (Дмитровской) и южной (Смакаевской) депрессиями расположена Шиханская зона с очень быстро меняющимися высотными отметками. Это — огромный горный массив, тянувшийся долготно на 23 км, сильно расчлененный в своей верхней части. Высота постепенно затухает в районе Орловки на юге и гораздо более круто обрывается на севере за Юрак-Тау, достигая в центральной части 900—1100 м. Западный склон, очевидно, очень крутой (40—45°). С запада к Шиханскому хребту прилегает узкая впадина, с отметками основания —900 м.

Вершина хребта сильно расчленена, наибольшую высоту имеют шиханы (Тра-Тау, Шак-Тау, Куш-Тау, Юрак-Тау), превышение которых над всем шиханским поднятием примерно 300—400 м. На меньшую высоту приподняты Малый и Новый шиханы. Основание шиханов широкое, медленно спускающееся на восток. Самые верхушки четырех основных шиханов в настоящее время возвышаются примерно на 200 м над поверхностью кунгурских и уфимских пород, образуя широко известные в литературе Стерлитамакские горы-одиночки. Севернее горы Юрак-Тау хребет резко погружается. На его продолжении к северу расположено несколько мелких отдельных возвышенностей: Северная Покровская, Куганакская, Дмитровская. Абсолютная высота их от —200 до —300 м, превышение над окружающими депрессиями 300—400 м. Горки очень небольшие по площади (2—3 км²), с мягкими формами (углы склонов до 5—8°). С востока к ним примыкает описанная выше Дмитровская впадина; с запада вплотную подходит пологий склон западного плоскогорья.

На основании всего изложенного видно, что рельеф докунгурских пород характеризуется значительной сложностью и резкой изменчивостью с востока на запад. Основное отличие заключается в том, что на востоке района имеются крутые, узкие, вытянутые хребты, а на западе — крупные поднятия более неправильной формы. Эта особенность является отражением тектонического строения этих возвышенностей. Восточные хребты — крутые линейные складки, западные — сложные крупные, асимметричные антиклинальные поднятия.

Как указывалось, сжатый стратиграфический очерк Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья дан Д. М. Раузер-Черноусовой в отдельной статье (Труды ИГН, вып. 105). Нашему исследованию фаций мы предпосылаем очень краткие сведения о стратиграфии района.

ВЕРХНИЙ КАРБОН

К верхнему карбону отнесены, считая снизу: тритицитовая толща, горизонты псевдофузулиновый, швагериновый и тастубский.

Тритицитовая толща (C_3^I)

Тритицитовая толща представлена светлыми массивными или серыми слоистыми известняками, иногда с прослоями доломитов или глинистых и битуминозных сланцев.

Мощность 60—150 м.

Для всего горизонта характерна *Spiroplectammina bashkirica* Raus. По фузулинидам дано дробное расчленение толщи на три горизонта (считая снизу).

1. Зона с *Triticites montiparus*, в пределах которой выделяется нижняя подзона с *Fusiella lancetiformis* Putrja, протритицитами и массовыми фузулиеллами (*Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. usvae* Dutk., и др.) и верхняя подзона с *Triticites shikhanensis* Ros.

2. Зона с *Triticites arcticus* и *Tr. acutus*, в которой, кроме двух характерных форм, встречены еще *Tr. paraarcticus* Raus., *Tr. simplex* (Schellw.) и др.

3. Горизонт с карликовыми тритицитами [*Triticites parvulus* (Schellw.), *Tr. primitivus* Ros., *Tr. karlensis* Ros. и др.].

Первые две зоны соответствуют тем же зонам, выделенным на платформе. Горизонт с карликовыми тритицитами является местным горизонтом, повидимому, синхроничным двум верхним зонам тритицитовой толщи Русской платформы.

Псевдофузулиновый горизонт (C_3^{II})

Обычно псевдофузулиновый горизонт выражен глинисто-карбонатными отложениями, нередко окремненными и обогащенными глауконитом, с прослоями битуминозных аргиллитов, иногда с фосфоритовыми конкрециями. Реже псевдофузулиновый горизонт представлен светлыми массивными биоморфными известняками.

Мощность 20—50 м.

Из органических остатков характерны растительный детрит, радиолярии, спиккулы губок, остатки рыб, *Spiroplectammina bashkirica* Raus., аммодискусы, первые псевдофузулины групп *Pseudofusulina krotowi* (Schellw.) и *Ps. paragregaria* Raus. и др.

Швагериновый горизонт (C_3^{III})

На основании изучения фузулинид швагериновый горизонт удается расчленить на три зоны. По другим группам организмов охарактеризованы лишь средняя и верхняя зоны.

Нижняя зона швагеринового горизонта (C_3^{III-a})

Светлосерые и серые органогенно-обломочные и биоморфные известняки с прослоями доломитов.

Мощность 230—240 м на ишимбайских массивах и 80—150 м на трауском участке.

Наиболее распространены в этой зоне мшанки, фораминиферы, кораллы и брахиоподы. Из фораминифер характерны *Bradyina compressa* var. *minima* Mors., группы *Pseudofusulina paragregaria* Raus. и *Ps. krotowi* (Schellw.); руководящими являются швагеринины группы *Schwagerina vulgaris* Scherb. и *Schw. fusiformis* Krot.

Средняя зона швагеринового горизонта (C_3^{III-b})

На южных поднятиях отложения средней зоны представлены серыми массивными известняками, переслаивающимися с доломитами. На северных поднятиях имеются сизо-серые, афанитовые, мелкодетритусовые или биоморфные известняки, чередующиеся с доломитами. В более глубоких частях бассейна — маломощные осадки глинистых известняков и мергелей.

Мощность на поднятиях 215—300 м на юге, 40—50 м на севере и 15—25 м в глинисто-карбонатной фации.

Органические остатки средней зоны разнообразны и богаты. Очень распространены водоросли (*Shamovella*¹, мицции, синезеленые), фораминиферы и мшанки, появляются гидрактиниоды. Из фораминифер наиболее характерны толстостенные климакаммины группы *Climacammina gigas* Sul. с руководящей *Cl. gigas* var. *major* Mors., частые нодозарии (*Nodosaria elegantissima* Sul. и др.), первые гломоспиры, *Schwagerina constants* Scherb., *Pseudofusulina rhomboides* Sham. et Scherb., *Ps. fecunda* Sham. et Scherb., виды группы *Ps. krotowi* и *Ps. paragregaria* (специфичен маркирующий прослой в кровле зоны с массовыми *Ps. paragregaria* var. *ascendens* Raus.); руководящими являются все псевдошвагеринины. Из мшанок, возможно, руководящими являются *Fenestella biarmica* var. *perinignis* Nov. и *F. crassiseptata* Sch.-Nest.

Верхняя зона швагеринового горизонта (C_3^{III-c})

В полосе Ишимбайского и Шиханского поднятий развиты серые детритусовые, биоморфные и биогермные известняки с прослоями доломитов; на северных участках преобладают сизо-серые плотные доломитизированные известняки с прослоями мергелей и доломитов. В более глубоких частях бассейна имеются маломощные глинисто-карбонатные осадки.

Мощность на юге 60—100 м, на севере 25—60 м; глинисто-карбонатной фации 12—25 м.

В биогермных разностях распространены мшанки, гидрактиниоды, кораллы и шамовеллы. Руководящими формами среди мелких фораминифер являются *Glomospira regularis* Lip., *Agathammina compressa* Lip., *Nodosaria longa* Lip.; из фузулинид — виды группы *Pseudofusulina ura-*

¹ *Shamovella* gen. nov. названа нами известковая водоросль трубчатой формы, неправильно изгибающаяся, с полостью (возможно, иногда след обрастания); с поверхности трубки белые, фарфоровидные, в прозрачных сечениях — темносерые, тонкозернистые, многослойные (табл. III, фиг. 1) или однородные с каналами и с нитчатой структурой (табл. III, фиг. 2).

Виды этого рода очень разнообразны и широко распространены от середины гжелского яруса до кунгурского.

lica (Krot.) и *Schwagerina sphaerica* Scherb. Характерно появление крупных форм группы *Pseudofusulina sulcata* и частых ругозофузулин. Среди кораллов впервые появляются призматические формы (*Thysanophyllum cystosum* Dobr. и *Tschussovskenia captiosa* Dobr.; последняя, возможно, только в швагериновом горизонте). К руководящим формам среди мшанок принадлежат *Septopora ovalis* Nov. и *Fenestella rhomboides* var. *juncta* Nov.; характерна *Fenestella cyclotriangulata* Sch-Nest. и др.

Тастубский горизонт (C_3^{IV})

В пределах тастубского горизонта выделяются три биозоны, каждая из которых в свою очередь разделяется на три фации. Большая дробность расчленения горизонта и выделение маркирующих прослоев сыграли решающую роль в выяснении геологического строения массивов.

Отложения тастубского горизонта очень разнообразны по литологическим и палеонтологическим признакам, фациально чрезвычайно изменчивы, но общий тип сохраняется по всему горизонту и на всей площади. На поднятиях с рифовыми массивами горизонт представлен известняками, обычно серыми детритусовыми, реже — биоморфными и биогермными или обломочными (известковый песок и гравелиты) с прослоями доломитов. На поднятиях карлинского типа имеются сизо-серые известняки, доломиты и мергели, нередко с голубыми кремнями. В глубоких частях бассейна горизонт выражен детритусовыми глинистыми известняками, доломитами и мергелями.

Мощность на массивах 100—250 м, на поднятиях карлинского типа 15—35 м; в глинисто-карбонатной фации 20—30 м.

Органические остатки в нижней части горизонта очень разнообразны, в верхней части происходит заметное обеднение. В биоморфных и биогермных разностях преобладают мшанковые, коралловые, мшанково-брахиоподово-строматолитовые известняки, изредка гидрактинοидные и мицциевые.

Мелкие фораминиферы дали ряд руководящих форм для горизонта в целом (*Geinitzina magna* Lip., *Tetrataxis lata* Spand., *T. irregularis* Mors. и др.).

Брахиоподы нижней зоны характеризуются комплексом швагеринового типа, а две верхние зоны имеют общие формы с вышележащим горизонтом. Комплекс призматических кораллов очень разнообразен в тастубском горизонте; возможно только к тастубскому приурочен род *Diphytrotion*. Мшанки особенно многочисленны в двух нижних зонах и резко отличны от швагеринового комплекса. Руководящими являются *Polypora ornamentata* Sch.-Nest., *Septopora subinvisa* Sch.-Nest. В верхней зоне число видов и родов резко сокращается, характерным является *Archimedes curtus* Sch.-Nest.

Фузулиниды дали наиболее четкое расчленение горизонта на три зоны. Нижняя зона характеризуется совместным присутствием ругозофузулин с вновь появившимися видами группы *Pseudofusulina moelleri*.

Средняя зона отличается отсутствием ругозофузулин при продолжающемся развитии группы *Pseudofusulina moelleri*, среди которой преобладают *Pseudofusulina moelleri* var. *aequalis* (Schellw.) и *Ps. devexa* Raus. с вариантами. Характерны для средней зоны парашвагеринины и группа *Pseudofusulina uralica* (Krot.) — *Ps. electa* Sham.

В верхней зоне характерны три новые группы — *Ps. verneuili*, *Ps. confusa* и *Ps. urdalensis*, развитие которых продолжается и выше, в стерлитамакском горизонте артинского яруса. Последнее обстоятельство,

подтверждающее отмеченное выше сходство между брахиоподовыми фаунами верхней части тастубского и стерлитамакского горизонтов, а также резкое изменение и обеднение мшанок с верхней зоны тастубского горизонта указывают на возможное прохождение нижней границы перми не над верхней зоной тастубского горизонта, а под ней. Руководящими формами фузулинид являются виды групп *Pseudofusulina verneuli* и *Ps. confusa*.

НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

Артинский ярус

Артинский ярус расчленяется на четыре горизонта: стерлитамакский, бурцевский, иргинский и саргинский. Три первых относятся к нижнему подъярису, саргинский — к верхнему.

Стерлитамакский горизонт (P_I^I)

Фациальная изменчивость отложений стерлитамакского горизонта выражена еще резче, в связи с более усиленной разработкой рельефа в это время. Только местами на массивах сохраняются прослои биогермных светлосерых массивных известняков (мшанковых и гидрактиниодных, мощностью до 30 м, и маломощных коралловых банок); преобладающими являются детритусовые известняки с прослоями доломитов. На поднятиях карлинского типа среди известняков и доломитов имеются прослои мергелей и голубые кремни. В более глубоких частях бассейна образовались темные тонкослоистые доломитизированные известковистые аргиллиты и доломиты с прослоями известняков и мергелей.

Наибольшая мощность горизонта достигает 100—200 м в рифовой фации, сокращается до 60 м в детритусовых отложениях; на поднятиях карлинского типа она примерно 35 м и в глинисто-карбонатной фации 10—70 м.

Органические остатки довольно богатые, но однообразные. Наиболее многочисленны мшанки и гидрактиниоды, затем следуют брахиоподы, кораллы, фораминиферы и водоросли.

Среди мелких фораминифер руководящими являются *Bradyina major* Mors. и *Endothyra lipinae* Mors. Из фузулинид характерны массовые *Pseudofusulina urdalensis* Raus., *Ps. plicatissima* Raus. и др. В нижней части горизонта более частыми являются группы *Ps. callosa* Raus. и *Ps. verneuli*.

Мшанки дали ряд руководящих форм для горизонта в целом (*Polypora orientalis* var. *fenestelloides* Trisna и др.), а также для нижней части (*P. orientalis* Eichw.) и для верхней части (*P. repens* Trisna).

Бурцевский горизонт (P_I^{II-a})

Бурцевский горизонт на массивах представлен неслоистыми известняками с пачками доломитов, в нижней части которых еще встречены мощные биогермы (мшанковые и брахиоподово-мшанковые); среди слоистых известняков преобладают известняки с фузулинидами, брахиоподами и со спикулами губок, нередко окремнелые, глинистые. В более глубоких частях бассейна имеются микрослоистые доломиты и мергели с прослоями аргиллитов, со спикулами губок, с пиритом и обугленными растительными остатками.

Мощность первой разности 60—110 м, второй 50—60 м и последней 10—50 м.

Фауна резко обедненная. Среди фораминифер характерны *Bradyina lucida* Mors., *Pseudofusulina concavitas* Viss., *Ps. vissarionovae* Raus., *Ps. schellwieni* Viss. и др. Мшанки бурцевского горизонта очень разнообразны, среди них руководящей является *Fenestella retiformis* var. *lunaris* Sch.-Nest. Среди брахиопод бурцевского горизонта наблюдается обновление всего комплекса и появление форм, общих с вышележащими горизонтами.

Иргинский горизонт (P_{I}^{II-b})

Отложения иргинского горизонта сходны с таковыми бурцевского но отличаются большей глинистостью, более темным цветом, большим окремнением и еще более бедны органическими остатками. На массивах образуются еще маломощные мшанковые и водорослево-мшанковые биогермы. В более глубоких частях бассейна наблюдаются темные микро-слоистые доломиты и мергели с прослоями детритусовых глинистых известняков, с теми же органическими остатками, как и в бурцевском горизонте, но с более частой их фосфатизацией.

Мощность карбонатных разностей 150—175 м, глинисто-карбонатных 10—25 м.

Фауна горизонта очень бедная. Из фораминифер характерны *Nodosaria parva* Lip., *Pseudofusulina lutugini* (Schellw.), *Ps. concessa* Viss. и др. Из мшанок характерна *Fenestella spinulosa* var. *permica* Sch.-Nest, из брахиопод — *Productus stuckenbergi* Krot.

Саргинский горизонт (P_{I}^{III})

В. чрезвычайно разнообразных отложениях саргинского горизонта можно выделить следующие основные типы.

1. Кладохонусовые известняки, темные и глинистые, с одиночными кольчатыми кораллами, синезелеными водорослями, с фораминиферами типа гломоспир, толипаммин и «нубекулярий».

Мощность обычная 10—15 м.

2. Биоморфные серые фораминиферово-водорослевые известняки и кавернозные доломиты. Из фораминифер преобладают «нубекулярии», из водорослей соленопоры (?).

Мощность 80—100 м.

3. Слоистые доломитизированные глинистые известняки с мшанками, губками, фузулинами и криноидеями.

Мощность до 100 м.

4. Обломочные известняки в виде известняковых брекчий и прослоев известняковых брекчий среди тонкодетритусовых известняков и доломитов или плитчатых мергелей и аргиллитов.

Мощность 15—40 м.

5. Темные тонкослоистые мергели с аммонейми и фосфатизированными органическими остатками.

Мощность очень небольшая.

Фауна бедная. Из фораминифер руководящими являются *Nodosaria mirabilis* Lip., *Pachyphloia densa* Lip., *Parafusulina solidissima* Raus, *Pseudofusulina makarovi* Raus. и др.; из кораллов — *Cladochonus michelini*, *Cl. bolchovitinovae* Gors. Характерными для горизонта считаются *Hexagonella ishimbaica* Nik. и *Polypora biarmica* Kays. из мшанок и *Productus aagardi* Toula из брахиопод.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ФАЦИЯ»

Более 100 лет прошло с появления в печати исследований А. Грессли, заложившего фундамент учения о фациях. За этот большой срок геология сделала громадные успехи, углубив прежние представления и разработав новые дисциплины. С конца прошлого столетия наблюдается стихийное расширение области применения понятия «фация», прочно вошедшего в геологические науки. Появляются фации изверженных пород, геотектонические, метаморфические; за последнее время вводится плодотворное понятие геохимических фаций (Пустовалов, 1933; Теодорович, 1947), а также терригенно-минералогических фаций (Пустовалов, 1947). Все чаще термин «фация» начинают применять и к современным явлениям. После Ортмана (Ortmann, 1896) и Гессе (Hesse, 1924) этот термин приобретает права гражданства в зоогеографии (Гептнер, 1936); недавно Л. С. Берг (1945) предложил это название для самой мелкой единицы географического ландшафта.

С расширением понятия «фация» и в связи с особенно пристальным вниманием литологов, стратиграфов и палеонтологов к фациям за последние два десятилетия, отдельные исследователи стали вкладывать совершенно различный смысл в это слово.

Вредность и ложность такого толкования очень ярко показаны в весьма интересном, своевременном и полезном литологическом сборнике № 1 ВНИГРИ, посвященном в основном вопросу фаций. В трех статьях (Н. Б. Вассоевич, «Эволюция представлений о геологических фациях», Б. П. Марковский, «Тезисы доклада — Термин и понятие фация», Ю. А. Жемчужников, «Что такое фация») дан очень обстоятельный обзор истории развития понятия «фация» (Вассоевич) и представлены три основных взгляда на это понятие.

Как справедливо указал Жемчужников (1948), требование четкости, краткости и единства понимания научного языка поставили неотложной задачей наших дней пересмотр чрезвычайно важного для геологов понятия фаций. Иначе нам грозит упразднение этого термина, что уже отчасти наблюдается в американской литературе: американские ученые, во главе с Твенгофелом, предпочитают употреблять слово «environment», т. е. обстановка, вместо фация.

Назрела также и необходимость уточнения объема этого термина. За последнее время сделано немало попыток классифицировать фации и ввести новую, более точную номенклатуру. И. В. Васильев (1947) предлагает все фациальные явления разбить на следующие категории: фации — микрофации — мезофации — мегафации — формации. Принимает эту классификацию Теодорович (1948, 1), используя для фациального анализа фации I порядка, или макрофации, и фации II порядка, или мезофации. Очень дробную и сложную терминологию предлагает Вассоевич в указанной выше статье. У американцев появляются термины «parafacies» и «magnofacies» (Caster, 1933), «lithotope» (Wells, 1947, Moore, 1948); предлагается вновь ввести старый термин «фазы» Вогана для вертикальных рядов фаций. Все это свидетельствует о своевременности как коренного пересмотра понятия «фация», так и выработки ясной номенклатуры для явлений, которые по своему многообразию не могут быть уложены в одно понятие.

Как указывалось, в настоящее время наиболее четко сформулированы в литературе три понимания фаций: фация — как совокупность литологических и палеонтологических признаков отложений; фация — как условия образования осадков и фация — как участок земной поверхности.

Первое понимание наиболее близко к первоначальной формулировке Грессли.¹ Как указывает Вассоевич, близкие формулировки мы находим у Ога, Дакке, Борисяка. Но, как правильно заметил Вассоевич, при таком понимании фаций легко стирается граница между обычной петрографической и литологической характеристикой отложений и фациальной, для которой важны только некоторые первичные признаки, указывающие на условия образования породы. В этом заключается отрицательная сторона и неполнота такого понимания фаций.

По другому, наиболее распространенному взгляду, фация есть совокупность условий образования отложений. Такое понимание вполне соответствует тому, что понимал Грессли под фацией, хотя в своей формулировке он лишь смутно указывает на определенные «законы» изменения признаков. Совершенно очевидно, что Грессли фациальными считал лишь те признаки, которые закономерно сочетаются с определенными условиями и средой их образования. Нам кажется несколько искусственной та резкая грань, которую проводит Вассоевич между этими двумя пониманиями фаций, разделяя их на фации как признак пород и фации как условия образования и предлагая для них различную номенклатуру. Первые он предлагает назвать сигналами, вторые — фациями.

Искусственность такого расчленения одного понятия на два вытекает из того, что оба представляют собой части одного познавательного процесса. Первое понятие является результатом фиксации признаков и первичного анализа их, выбора из них признаков только действительно фациальных, нужных для дальнейшего, более углубленного анализа. Второе понятие — условия образования отложений — вытекает как следствие из первого этапа исследования при более углубленном анализе тех же признаков. Это единый процесс познания причинной зависимости между признаками и явлениями, между формой и существом.

Во многих определениях фаций оба представления слиты воедино. Жемчужников (1948) дает очень краткое определение фации: «Под фацией мы подразумеваем совокупность признаков осадков и условий их образования». Близкое определение дает и Теодорович, понимающий фацию «как закономерный комплекс петрографических, палеонтологических и геохимических особенностей отложений, выражающих палеогеографическую и геохимическую обстановку осадконакопления и диагенеза осадков». В этих определениях присутствуют и признаки, и условия образования. Повидимому, в них уже достигнута та далекая цель приближения обоих понятий к единому синтезу, которое рисует себе Вассоевич в будущем. Эти определения можно считать наиболее близкими и по форме и по сути как к первоначальному понятию фации Грессли, Прюво и др., так и к наиболее распространенному в настоящее время. Сложная терминология, которую предлагает Вассоевич, оказывается излишней при такой трактовке фаций.

По третьему взгляду, имеющему очень крупных и многочисленных защитников, фация есть участок земной поверхности. Такое палеогеографическое определение дает Д. В. Наливкин (правда, только для современных фаций), Г. Ф. Мирчинк, Н. М. Страхов, Б. П. Марковский; такое же представление мы находим у М. Неймайра (1902) и И. Вальтера (Walter, 1893), который понимает под фацией «физические признаки морского дна, контролирующее распределение организмов в море» (стр. 25). Эти формулировки открывают путь к исчезновению границ между геологи-

¹ Приводим цитату из Грессли по Д. В. Наливкину («Учение о фациях»): «Одно-возрастные отложения обнаруживают постоянные особенности как в своем петрографическом составе, так и в палеонтологических признаках комплексов их ископаемых, причем эти изменения подчинены особым и постоянным законам». К сожалению, работа Грессли осталась нам недоступной.

ческим понятием особенностей отложений и условий их образования и биогеографическим понятием жизненного пространства или местобитания организмов. Уже у Вальтера, как указывает Ортман (1896), фация и ареал жизни не всегда четко разделяются; Ортман пытается это сделать, считая фации вторичными особенностями ареалов обитания. Гессе (1924) уже прямо понимает фацию как самую мелкую систематическую единицу в своей классификации ареалов жизни.

Вводится это понятие и в географию в смысле самой мелкой единицы ландшафта. Но действительно ли фация понятие географическое?

Для геолога морская фация — не только участок морского дна. Для геолога донные морские осадки являются прежде всего самопишущим прибором, фиксирующим в своем составе не только физические свойства морского дна, но и гидрологию всей толщи воды над осадком, а также состав и особенности органического мира в воде и в осадке и взаимодействие организмов с последним во время жизни, смерти и захоронения; фиксирующим, наконец, и ход раннего диагенеза отложений, ход важнейших геохимических и биохимических процессов в свежих донных осадках. Весь очень сложный комплекс признаков водной среды и донного осадка и их населения так или иначе отражается в особенностях отложений, являющихся результирующими взаимодействия этих трех факторов. Задача геолога — расшифровать записи этого чудесного прибора. Задача эта нелегкая, не всегда мы обладаем ключом к проникновению в тайны этой особой седиментограммы, к решению всех вопросов, вытекающих из изучения фаций.

Во многих случаях решение это не является однозначным, и не всегда можно восстановить всю обстановку, поэтому нельзя ставить знак равенства между фацией и участком земной поверхности. Отнести фацию к определенному участку земли — значит упростить задачу и открыть путь к трафаретному решению вопроса, так как на каждом участке поверхности земли может быть бесконечное количество особенностей в зависимости от тех или других условий биотических и абиотических факторов. Нельзя забывать и о том, что в понятие «фация» входит элемент времени, что это понятие динамическое, тогда как географическое понятие — участок земной поверхности — статическое. Д. В. Наливкин трактует современную фацию как участок земной поверхности, но, переходя к ископаемой фации, считает ее пластом с определенными свойствами. С этим нельзя согласиться: фация — это не порода, а отвлеченное понятие, включающее анализ динамики изменения условий среды во времени и в пространстве.

Справедливо считают фацию кирпичом, из которого строится здание палеогеографии (Наливкин). Но фация не элемент палеогеографии и не низшая единица палеогеографического ландшафта. Изучение фаций стоит в таком же взаимоотношении к палеогеографии, как экология к географии. Экология изучает условия жизни, динамику изменения обстановки и ее обитателей; ее низшая пространственная единица — экологическая ниша — может быть и меньше и больше, чем низшая единица биогеографии (биотоп) или низшая ландшафтная единица географии, и, кроме того, относится к иной категории пространственного деления. Так же и фация — это условия жизни и осадконакопления прошедших времен на площади, меньшей, чем палеогеографическая единица (пояс или зона), и рассматриваемой с другой точки зрения. Фация, в основном, понятие палеоэкологическое и седиментационное. Из этого следует, что переносить термин «фация» на современные явления не следует, так как это внесет в науку только лишнюю путаницу.

Эти соображения облегчают нам переход к вопросам номенклатуры и классификации фаций. Понятие «фация» получило самое широкое толко-

вание у Д. В. Наливкина, который выделяет мелкие, средние и крупные фации. И. В. Васильев предлагает целую градацию фаций (5 единиц), используя приставки микро-, мезо-, макро и принимая за самую крупную единицу — формацию. Все исследователи сходятся на том, что фация — это самая низшая единица при всех пониманиях фаций. Но в выделении более высоких категорий, как по объему их, так и по числу, пока нет единого мнения. Число предлагаемых ступеней обычно колеблется от двух до пяти. Нам кажется, что пока достаточно трех ступеней. Основной единицей является фация, самой крупной — формация, для промежуточной ступени наиболее подходящим кажется литотоп (Wells, 1947). Этот термин приемлем по его краткости, ясности значения (соединение понятий осадкообразования и пространства) и созвучности с аналогичным биогеографическим понятием «биотоп», обозначающим мелкую единицу жизненного пространства. Отличия этих трех ступеней понятия фаций изображены на табл. 1.

Под фацией мы будем понимать первичные палеонтологические, палеоэкологические, петрографические и геохимические свойства однородного пласта, слоя, поверхности слоя, указывающие на конкретные условия образования. Геологически фация выражается пластом или слоем. Протяженность фаций обычно очень ограниченная, местная и нередко прерывистая, но иногда и очень широкая (глубоководные фации). По самой сути понятия «фация» объем ее не должен совпадать с нашими стратиграфическими подразделениями, и обычно фации секут их границы. В разрезе фация, как правило, меньше нашей наименьшей стратиграфической единицы и может пересекать границы или совпадать только с местными подразделениями горизонта, подгоризонта, зоны, подзоны. В современных явлениях фации наиболее близко будет соответствовать экологическая ниша.

Литотопом будем называть совокупность признаков однотипных отложений, указывающих на средние условия образования комплекса фаций, имеющих сходный генезис. Так, например, пачку морских известняков швагеринового горизонта ишимбайских массивов с преобладающими мелководными и рифовыми фациями можно отнести к одному литотопу морских мелководных осадков. Оценивая палеонтологические, палеоэкологические, петрографические и геохимические признаки литотопа с точки зрения выяснения условий его образования, исследователь большее значение, чем при анализе фаций, приписывает мощности осадков, перерывам и размывам, скорости осадконакопления, влиянию геотектонического режима на осадконакопление и т. д., т. е. моментам палеогеографическим. Существенным отличием в ходе анализа литотопа неизбежно является некоторое усреднение, обобщение признаков отдельных конкретных фаций, входящих в состав литотопа, при восстановлении условий образования всей толщи в целом. К тому же элемент времени в понятии литотопа сглаживает частности каждой фации и более выпукло выделяет общие геологические и палеогеографические факторы в образовании осадков литотопа. Литотоп — в основном понятие палеогеографическое. Как геологическое тело литотопу соответствует свита. Распространение литотопа может быть от узкого местного до широкого. В стратиграфическом отношении литотопы могут пересекать границы или совпадать с границами горизонтов, зон, подгоризонтов и подзон. В зоогеографии литотопу будут соответствовать биотоп, иногда пояс или зона.

В формации особенности признаков литотопа принимают еще более обобщенный вид, а литологические и палеонтологические признаки подчас уступают место палеогеографическим. *Основным признаком формации становится взаимосвязь характера отложений и геотектонического режима, а также закономерное сочетание определенных комплексов осад-*

Определение понятия «фа́ция»

Понятие	Основные признаки	Распространение	Выражение в осадках	Соотношение со стратиграфическими понятиями
Фа́ция — совокупность признаков осадков, указывающих на <i>конкретные</i> условия образования однородных отложений	Первичные особенности петрографических, геохимических, палеонтологических и палеоэкологических свойств осадков, выражающих среду и обстановку осадконакопления	Преобладает узкое и прерывистое	Пласт или слой	Может совпадать или пересекать границы наиболее дробных местных стратиграфических единиц
Литотип — совокупность признаков толщ однотипных осадков, указывающих на <i>усредненные</i> условия образования комплекса фаций, имеющих сходный генезис	Литологические и палеонтологические признаки осадков и особенности осадконакопления, выражающие палеогеографическую обстановку образования осадков	От узкого и местного до широкого в пределах региона	Свита	Может совпадать или пересекать границы горизонтов, зон, подзон
Формация — совокупность признаков комплекса генетически близких осадков, указывающих на <i>обобщенные</i> условия образования толщ, имеющих сходный генезис	Закономерное сочетание определенных комплексов осадков, выражающих зависимость характера отложений от геотектонического режима	Широкое в пределах региона или геотектонической области	Толща или комплекс свит	Может совпадать или пересекать границы ярусов, отделов и систем

ков, генетически близких. Понятие «формация» прежде всего тектоническое. Геологически она представлена толщами. Распространение формации широкое, охватывающее регион или геотектоническую область. Стратиграфически она может пересекать границы ярусов, отделов и систем или совпадать с ними. В зоогеографии формации будут соответствовать провинция, климатический пояс, иногда зона.

Четкое разграничение этих основных трех типов фациальных явлений, которое не требует особой затраты труда, нам кажется в настоящее время достаточным и необходимым. Отсутствие же классификации различных фаций приводит к тому, что фациальным анализом называется не только анализ действительных фаций, т. е. мелких отличий пространственных переходов пласта с очень небольшой мощностью, но и комплексов фаций, или литотопов, и даже формаций. Так, например, известняковая и глинисто-карбонатная фации В. Д. Наливкина (1944) являются формациями: одна платформенной, другая — предгорного прогиба, образующимися в течение длительного времени в близких пространственных границах. «Фации» Руженцева (1946, 1948) в основном являются литотопами, а частично даже формациями. То же относится и к Г. И. Теодоровичу (1948, 2): его фации второго порядка являются литотопами, а первого — формациями. В дальнейшем изложении мы постараемся строго выделять эти три ступени фаций.

Подытоживая вышесказанное, мы предлагаем рассматривать термин «фа́ция» в основном как седиментационное и палеоэкологическое понятие. *Фа́цией мы будем называть совокупность местных петрографических и палеонтологических особенностей пачки однородных отложений, особенностей, указывающих на физико-географические условия их образования.*

МЕТОДИКА И ОСНОВНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Литологическая и палеонтологическая характеристика интересующих нас отложений известна по многочисленным работам и большим сводкам, исключительно богатым фактическим материалом и весьма ценным во многих отношениях. Но эта характеристика до сих пор страдала крупным недостатком: односторонним толкованием фактов и отсутствием оценки первичных условий образования осадков. Так, совершенно не дифференцировались типы осадков органогенно-обломочных или детритусовых и биогермных рифового облика с прижизненным положением рифообразователей. Ограничиваясь лишь количественной оценкой содержания различных групп организмов, литологи в одну группу осадков, обогащенных мшанками, включали мшанковый биогерм и мшанково-органогенно-обломочные известняки. Это тем более досадно, что рифовая природа ишимбайских известняков, известная еще с 1932 г. и подтвержденная исследованиями В. Сермягина, называвшего уже в 1939 г. ишимбайские известняки биогермными, все еще нуждалась в твердом доказательстве.

Вполне естественно, что литологи нашего коллектива особое внимание обратили на выделение этих двух основных типов известняковых пород — биогермных и детритусовых. В. П. Маслов и Б. П. Беликов обработали по профилям значительный материал. К весьма существенным выводам этих исследований принадлежат следующие положения: 1) биогермные типы известняков с прижизненным положением организмов являются существенной составной частью пород ишимбайских массивов, но имеют подчиненное значение по сравнению с детритусовыми породами; 2) распределение биогермных пород весьма неравномерное в теле массива: они образуют в основном маломощные биогермы, переходящие в обе стороны в мощные детритусовые шлейфы (без ясных лагунных

фаций) и перекрытые пачками детритусовых пород; 3) в миграции биогермов в теле массивов не наблюдается никакой закономерности. Данные этих литологических исследований были нами дополнены при изучении стратиграфии района. На материале примерно 30 разрезов нами были макроскопически изучены биогермные породы с целью установления основных генетических типов пород и наблюдений над экологией организмов, захороненных в породах. Экологическое изучение биоценозов и танатоценозов было нами значительно дополнено и расширено наблюдениями над осадками тех же фаций на шиханах, где хорошая обнаженность позволяла это делать с большой легкостью и убедительностью.

Основной массовый материал по литологии осадков дал нам просмотр шлифов, проведенный попутно при изучении фузулинид. Во всех просмотренных шлифах нами отмечались тип породы, основные структурные, текстурные и минералогические особенности, как-то: сгустковое и комковатое строение, инкрустационная структура, пятнистая текстура, присутствие характерных минералов (глауконит, пирит и др.), а также все органические остатки. Из них нами фиксировались: различного типа водоросли, из которых особое внимание обращалось на мицции, мелкие фораминиферы с родовыми (и редко видовыми) определениями, видовой состав фузулинид, спикеры губок, гидрактиниоиды и коралловая ткань, остатки иглокожих (членики криноидей, иглы ежей, якоря голотурий), мшанки, брахиоподы и остракоды (последние с указанием толщины и размеров створок, а также состояние створок — закрытые или разрозненные).

Основным дефектом нашего метода исследования была выборочность материала, так как в основном просматривались лишь шлифы с фузулинидами. Отрицательной стороной этого метода является и его оторванность от макроскопической характеристики пород; лишь в незначительных случаях, имеющих для нас решающее значение, одновременно с микроскопическим изучением проведено и макроскопическое. Некоторые коррективы в этом отношении дали исследования В. П. Маслова и Б. П. Беликова, колонки которых нами использованы.

Но нам кажется, что отрицательное влияние выборочности материала не столь велико, так как в некоторых случаях интервалы с фузулинидами взяты достаточно часто и характеризуют собой без перерывов почти весь разрез. Кроме того, из одного интервала мы располагали обычно значительным числом шлифов, и это обеспечивало более полную характеристику куска породы, что особенно важно при пестроте биогермных осадков. С другой стороны, благодаря выборочности лишь пород с фузулинидами, наш материал выгодно отличается своей сравнимостью: диапазон фациальной изменчивости осадков с фузулинидами значительно меньше всего разнообразия осадков, имеющихсся в Ишимбайском районе.

Основным критерием пригодности нашего метода и достаточной полноты характеристики осадков для нас служило совпадение литологического характера соседних, часто расположенных разрезов. Последнее в нашей практике являлось правилом почти без исключений.

Полученные данные нанесены на колонки всех 226 разрезов, изученных нами на ишимбайских массивах, и нескольких десятков других районов. С этих колонок результаты исследований в условных знаках нанесены на карты по наиболее дробным стратиграфическим единицам. Таковыми являлись или зоны (верхняя зона швагеринового горизонта), или части горизонта (нижняя и верхняя части стерлитамакского горизонта), или пачки слоев (фации) в пределах зон (в пределах каждой из трех зон тастубского горизонта были выделены по три пачки слоев).

На 12 картах, соответствующих 12 горизонтальным срезам по вышеуказанным горизонтам и пачкам, нами нанесено в условных знаках рас-

пределение основных литологических признаков и всех групп организмов, кроме фузулинид, с выделением рифообразователей. Литологические особенности отложений в соседних разрезах в громадном большинстве случаев оказались сходными, и с первого же взгляда обнаружили закономерное распределение нескольких типов отложений на ишимбайской площади.

Совершенно аналогичную картину дало и распределение фузулинид¹ в пределах массивов, рассмотренное по тем же 12 горизонтальным срезам. Эти карты совершенно отчетливо показали обособленность местобитания отдельных сообществ фузулинид и почти полное совпадение этих площадей с распространением выделенных нами по литологическим признакам типов отложений. Наиболее интересным оказалось постоянство соотношений определенных морфологических признаков фузулинидовой ассоциации с литологическими особенностями осадков. Это закономерное сочетание литологических и палеонтологических признаков позволило сделать определенное заключение об условиях образования осадков и рассматривать особенности выделенных пачек как особенности фаций и литотопов. Исключительная ценность фузулинид в этом отношении оказалась неоспоримой.

Кроме того, для полноты характеристики фаций, нами использованы мшанки и мелкие фораминиферы. Учтены весьма интересные выводы О. А. Липиной (1949) по фациальному распределению мелких фораминифер, а также собственные наблюдения над поведением различных родов в разных фациях.

По мшанкам в моем распоряжении были массовые определения М. И. Шульга-Нестеренко. Проанализировав их распределение по фациям, удалось получить любопытные данные для характеристики последних.

Совокупность всех указанных выше методов литолого-палеонтологических исследований выявила некоторые характерные особенности фаций, которые положены в основу их выделения. Но прежде остановимся еще на некоторых основных предпосылках нашего фациального анализа.

1. Изучение биогермных пород Шак-Тау показало, что в составе биогерма закономерно наблюдаются органогенно-обломочные разности осадков, являющиеся продуктами разрушения организмов на месте их обитания. Этот детрит заполняет все пустоты рифовой постройки. Разрушения эти могут быть вызваны как действием движущейся воды, так и жизнедеятельностью органического мира рифовой банки. Роль крабов, а также некоторых рыб в образовании детрита подводных рифовых отмелей хорошо известна. В таком случае характерный для биогермов детрит отлагается под действием лишь силы тяжести, без заметного участия переноса водными потоками. Следствием этого является отсутствие слоистости в детрите биогерма, а также ориентировки в расположении частиц и сортировки материала по гранулометрическому составу. В прекрасных обнажениях массивных гидрактиноидных известняков Шак-Тау можно было наблюдать заполнение чаш гидрактиноид и пустот между ними совершенно неотсортированным криноидным органогенно-обломочным известняком с косорасположенными фузулинидами. Преобладающее расположение последних все же является близким к вертикальному, что говорит о падении их сверху и о погружении острым концом в жидкий ил.

Этот законный биогермный детрит в теле самого биогерма позволяет считать, что часть неслоистых органогенно-обломочных известняков массивов является составной частью самого биогерма.

¹ Для швагеринового горизонта и нижней и средней зон тастубского горизонта такие карты составлены мною. Карта верхней зоны тастубского горизонта и стерлитамакского горизонта сделана Г. Д. Киревой.

2. Вторым характерным признаком биогермных пород является частое нахождение брекчий по соседству с биогермом. Повидимому, подводные оползания жидкого ила по склонам и обвалы были особенно распространены в области рифовых построек. Эти явления очень ярко выражены в известняках Шак-Тау.

3. Полосовое распределение фаций на указанных картах обнаружило определенную смену более мелководных фаций осевой части массивов более глубоководными в краевых частях и соответственную смену зон обитания различных рифообразователей. Последовательный ряд наших дробных горизонтальных срезов дал тождественную смену фаций и по вертикальному разрезу. Очевидно, что последнее вызвано колебаниями уровня моря и передвижением фаций в пространстве. Установление однозначного повторения смен фаций по горизонтали и по вертикали вполне убедительно показывает батиметрическое положение членов этого фациального ряда, а также основных рифообразователей, как наиболее характерных компонентов этих фаций. А именно: наиболее мелководными в Ишимбайском районе являются гидрактиноида, за ними следуют мшанки, затем кораллы и, наконец, фарфоровидные водоросли — шамовеллы. Глубина обитания этих рифообразователей, по всей вероятности, колеблется в пределах 20—60 м.

4. Гидрактиноида и мшанки образуют биогермы, хотя, повидимому, по мощности не превышающие немногих десятков метров. Глубину их обитания можно оценивать в 20—40 м. Кораллы в Ишимбайском районе, так же как и на шиханах, надо полагать, образовывали банки, а не настоящие рифы, возможно меньшей мощности (не более 5—10 м). Вследствие легкого истирания хрупких и пористых коралловых известняков кораллы почти неизвестны из ишимбайских массивов, хотя детрит их бывает весьма обилен в шлифах, особенно в среднетастубских осадках. Вестественных обнажениях шиханов банки кораллов выражены прекрасно. Кораллы, повидимому, населяли бассейн глубиной не более 30—40 м. Шамовеллы едва ли образовывали настоящие биогермы. Их скелеты слишком низкорослы и относительно мелки для создания только своими силами мощных рифовых построек. Обычно они являются в лучшем случае преобладающей составной частью породы, к которой примешиваются в большом количестве самые разнообразные органические остатки, характеризующие биоморфные осадки мелководного участка.

Большие мощности швагеринового горизонта, для которого особенно характерны шамовеллы, указывают на быстрое накопление осадков, благодаря которому происходило неоднократное засыпание этих трубчатых образований, едва возвышавшихся в виде дерна и стелющихся по поверхности донного осадка. Наблюдающаяся постоянная и частая смена различных типов осадков в швагериновое время также скорее является противопоставлением рифостроющего значения этих образований: непостоянство условий являлось для этих небольших образований фактором отрицательным. Возможно все же, что в отдельные моменты могли возникать заросли этих трубочек в виде обособленных биостромов. Такие линзы, состоящие из этих водорослей с прекрасной инкрустационной структурой, можно видеть в средней зоне швагеринового горизонта Шак-Тау. Аналогичные типы наблюдаются иногда и в шлифах из ишимбайских массивов. На этом основании эти водоросли можно отнести к рифообразователям. Но, повидимому, их значение не выходит за пределы биостромов или банок и только второстепенно для настоящих биогермов.

5. В сообществах фузулинид рифовых и внерифовых фаций почти по всем изученным стратиграфическим единицам прослеживается очень интересная закономерность, состоящая в том, что к рифовой фации и к отмелям среди последней приурочены главным образом формы более

вздутые, укороченные, с более уплотненным эндоскелетом, характеризующимся сильной складчатостью септ и дополнительных отложений, и с узкой апертурой. Несомненно, что вздутость формы раковинки и упрочнение ее отражают реакцию организма на влияние внешней среды, а именно сильного механического воздействия движения воды в области мелководья.¹ Непосредственное воздействие этой силы чрезвычайно просто и ярко проявляется в исключительно большом количестве поломанных и вновь залеченных экземпляров среди фузулинид рифовой фации. Это явление в других районах и в других фациях наблюдается очень редко, поэтому постоянство его в рифовых фациях чрезвычайно показательно.

В синхроничных внерифовых фациях в различных органогенно-обломочных известняках встречаются те же группы фузулинид, но среди них явно преобладают иные, викарирующие формы, характеризующиеся более удлиненной и субцилиндрической формой раковинки и более редким появлением укрепленного эндоскелета. Повидимому, субцилиндрические фузулиниды были более приспособлены к образу жизни на сравнительно открытых и спокойных участках морского дна. Таким образом, фузулиниды по своим морфологическим признакам оказались прекрасным индикатором фаций и с успехом были использованы нами для воссоздания внешних условий.

6. Мелкие фораминиферы, по исследованиям Липиной, отличаются обеднением в области биогермов и мелководных отложений и значительно более богатым составом в относительно глубоководных отложениях. Установлено также присутствие мелких форм типа аммодискусов и нодозариид в тонкозернистых осадках не только вне рифов, но и в самом рифовом теле, повидимому, в его наиболее защищенных мелких впадинах и нишах. Кроме того, можно предположить, что эндотиры, брэдиины и глобивальвулины приурочены главным образом к областям с более высокой температурой, а гломоспиры (возможно и толиламмины) — к областям с пониженной температурой, замедленным осадконакоплением или с сильными течениями. Возможно, что своеобразное распределение этих взаимно исключающих групп (первые главным образом на южной группе массивов, вторые — на северной) объясняется распределением течений более теплых на юге и более холодных на севере.

7. Мшанки дали яркий пример зависимости их биологических признаков (изменчивости, видообразования, длительности существования) от внешней среды. Мшанки мшанковых (и отчасти гидрактинOIDных) биогермов отличаются своей исключительной изменчивостью, резким повышением видообразования и очень кратким периодом существования, чем ярко подчеркивается их фациальная сущность.

8. Одним из трудных моментов фациального анализа является выделение биоценоза и танатоценоза из органических остатков пород. Несомненно, что в рифовых фациях мы имеем дело преимущественно с танатоценозом, почти тождественным с биоценозом. Рифообразователи, различные водоросли, мелкие фораминиферы и фузулиниды — основные компоненты этой фации — обитали на месте их захоронения и связаны совершенно определенной зависимостью с фацией, примеры чему приводились выше. Не случайно в этой фации наблюдаются остракоды в виде толстостенных и закрытых створок, которые явно принадлежат к тому же сообществу.

В различных внерифовых фациях во многих случаях танатоценоз отнюдь не равняется биоценозу, и в его образовании принимали участие различные геологические факторы. Так, в фации пологого склона рифовой

¹ Как известно, шарообразная форма оказывает наиболее совершенное противодействие внешнему давлению.

отмели мелкие фораминиферы, фузулиниды и криноидеи явно соответствуют биоценозу того же участка морского дна, но мшанковый детрит в значительной степени снесен в эту область водными потоками из более мелководной области. Примесь детрита и легких веточек мшанок обычно наблюдается в фораминиферо-криноидных осадках, но их присутствие следует объяснять переносом течением вниз по склону, а не совместным существованием криноидей и мшанок.

Переходим к описанию различных типов фаций.

ТИПЫ ФАЦИЙ В ИШИМБАЙСКОМ РАЙОНЕ

1. Фация рифов

Фация рифов выражена достаточно четко литологически и палеонтологически. Имеются два типа рифов и соответственно две подфации — гидрактиноидные и мшанковые рифы. И те и другие представлены в Ишимбайском районе лишь маломощными временными постройками, не создавшими определенной формы рифа в обычном его понимании. Основным отличием рифов Ишимбая является их постоянное нахождение ниже уровня воды, вследствие чего отсутствует дифференциация обычных областей собственно рифа, лагун и т. д.

Из литологических признаков характерны: отсутствие слоистости, пятнистая текстура как результат неравномерного распределения скелета рифовой постройки и детрита, инкрустационная структура по первичным полостям рифа, по порам и по кавернам, образовавшимся при перекристаллизации и выщелачивании цемента и органических остатков.

Палеонтологическими признаками эта фация охарактеризована достаточно ярко. Кроме самих рифообразователей, этой фации свойственна очень богатая и разнообразная органическая жизнь: разнообразные прикрепляющиеся и обволакивающие водоросли, шамовеллы, бедный комплекс мелких фораминифер, среди фузулинид вздутые формы с уплотненным эндоскелетом и интенсивной складчатостью, очень богатый и своеобразный комплекс мшанок, толстостенные крупные остракоды, гастроподы, мелкие брахиоподы с хорошо выраженной скульптурой.

Мощность осадков этой фации обычно превышает мощность остальных фаций. Распространение областей преимущественного развития рифовой фации оказалось ограниченным и приуроченным главным образом к краевым частям подводного плато, обращенным в сторону открытого моря: восточная и южная окраины массивов в швагериновое и тастубское время; кроме того, по северной окраине большого Буранчинского залива в стерлитамакское время.

2. Фация Ишимбайского подводного плато

Фация Ишимбайского подводного плато характеризует собой поверхность мелководной ишимбайской банки или подводного плато (за исключением окраин с преобладающими рифами). Эта фация разделяется на две подфации: а) мицциево-мшанковой подводной банки с глубинами менее 40—50 м и б) водорослевой подводной банки с глубинами более 40—50 м.

Первая подфация обычно входит в состав литотопа, образованного чередованием органогенно-обломочных известняков самого различного типа с маломощными биостромами — гидрактиноидными, мицциевыми, мшанковыми и коралловыми. Мелкие фораминиферы этой подфации довольно разнообразны: фузулиниды весьма часты и представлены comple-

ксом преобладающих более удлинённых форм различных типов; мшанки распространены умеренно, нередко криноидеи. Эта подфация обычно сосуществует с рифовой фацией и знаменует собой периоды более резкой дифференциации подводного плато, стимулируемой, возможно, теплыми течениями, проходящими вдоль окраин плато.

Для второй подфации подводного плато, в связи с большими глубинами (более 40—50 м), характерны более спокойные и однообразные условия образования осадков и характера биотопа. Возможна периодически и сравнительно несколько более низкая температура, на что указывают прослой с большим количеством гломоспир. Осадки обычно биоморфные, в которых целые скелетные части преобладают над детритом. Нередки пятнистая и инкрустационная структура и участки пород, имеющих рифовый облик. Известняки отличаются своей массивностью, отсутствием слоистости и сортировки зерна, чистотой и значительными мощностями. Из рифообразователей гидрактинииды, мшанки и кораллы в этой подфации очень редки, но зато пышно развиваются шамовеллы, извивающиеся белые трубочки которых иногда переполняют породу, образуя специфические «червячные» известняки, и даже дают линзы, состоящие из дерна этих образований с прекрасной инкрустационной структурой. Кроме крайне разнообразных известковых водорослей, в этой подфации нередко мелкие форамниферы, среди которых преобладают гломоспиры, толипаммины, мелкие аммодискусы и нодозарииды. Фузулиниды бедны и даже отсутствуют в слоях, обогащенных шамовеллами. Но в соседних слоях, более богатых детритом, фузулиниды представлены богато, причем преобладают вздутые и даже шарообразные формы (средняя зона швагеринового горизоннта), а среди мелких фораминифер — крупные, также вздутые и толстостенные формы (климакаммины в той же зоне). Можно предполагать, что укороченность формы и толстостенность раковин указывают на условия, близкие к таковым рифов.

Для этой подфации характерны также значительные площади ее распространения, образование обширных подводных банок с довольно однообразными и на большом протяжении устойчивыми литологическими и палеонтологическими признаками.

Фация отмелей

Фация отмелей характеризует собой участки рифов и подводных банок, выделяющиеся своей меньшей глубиной и вследствие этого испытывавшие более заметное влияние сильного движения воды. Для осадков этой фации характерны известковый песок, состоящий из хорошо окатанных частиц органических остатков (нередко гидрактиниоидный песок), выделяющийся светлым цветом частиц и их легкой способностью к перекристаллизации, в результате чего в породе образуются пустоты по песчинкам (табл. V, фиг. 1), мелкий гравий и галечки, образованные как из органических остатков (часто фузулиниды, окатанные в плоские и круглые галечки), так и из ила вместе с включенными в него органическими остатками. Очень обычен в этой фации копрогенно-сгустковый ил (табл. V, фиг. 2 и 3). Специфическая структура этого ила состоит из двух элементов: копролиты образованы хорошо оконтуренными овальными и округлыми тельцами размером 0.5—1.0 мм из темного тонкозернистого ила с включенным мелким органическим детритом; сгустки синезеленых водорослей обладают сходной тонкозернистой структурой, но с расплывчатыми контурами. В копрогенно-сгустковом иле распространены гломоспиры, толипаммины, аммодискусы и гемидискусы, различные обволакивающие, прикрепляющиеся и синезеленые водоросли; клубки тонких нитей последних хорошо сохраняют свою структуру. Фузулиниды также

характерны для этой фации, причем преобладают формы более вздутые, с укрепленным эндоскелетом типа распространенных в фации рифов. Но весьма возможно, что эти формы лишь захоронены в этой фации, по всей вероятности, мало благоприятной для их жизни.

Фация отмелей встречается в виде небольших участков среди поля распространения рифовых фаций, повидимому на наиболее приподнятых частях рифовых построек. Мощность осадков фации отмелей меньше мощности осадков соседней рифовой фации, составляя около $\frac{4}{5}$ последней. Наиболее яркие примеры соотношений фаций отмелей и соседних фаций рифов имеются в нижней зоне тастубского горизонта.

Несколько иной тип фаций отмелей обнаружен в областях поднятий. Для него особенно характерны известковые пески, копрогенно-сгустковые илы и значительное сокращение мощностей осадков. Наиболее распространены осадки этой фации в швагериновое и тастубское время вдоль осевой части Кажакского поднятия, а также в Буранчино. Последний участок в верхнешвагериновое время возможно входил в область общего поднятия.

Фация подножий рифов и банок

Фация подножий рифов и банок характерна для области накопления продуктов разрушений этих положительных форм рельефа вдоль крутых склонов и у подножья рифов и банок. Отложения этой фации очень разнообразны. Преобладают два типа осадков: тонкозернистые илы и грубый обломочный материал. В тонкозернистых илах нередко наблюдается косая слоистость, признаки перематости и текучести осадков. В них обычен мелкораздробленный органический детрит (особенно мшанки), в значительном количестве имеются членики криноидей. Мелкие фораминиферы редки, так же как и фузулиниды. Обломочные породы образуют обычно только прослой брекчий и конглобрекчий среди тонкозернистых пород. Цемент брекчий карбонатный или глинисто-карбонатный. В цементе обломочных разностей флора и фауна не богаты, но все же встречаются обволакивающие и прикрепляющиеся водоросли, а также иные известковые водоросли (например, характерная для иргинского горизонта губчатая водоросль обнаружена в синхроничных отложениях фации подножий). Из мелких фораминифер наиболее часты текстулярииды и довольно разнообразны фузулиниды, более редки трубчатые мшанки и створки брахиопод. Кроме того, в этой фации встречаются прослой органо-генно-обломочных известняков с обломками и гальками карбонатных пород, особенно обогащенных органическими остатками. Осадки этой фации пока изучены очень неполно, не выясненными до конца остаются характер наслоений и мощность этих отложений. Распространение их пятнистое, приурочено к крутым склонам и их подножьям. Основными факторами образования осадков этой фации, повидимому, является сползание свежего ила вниз по склону и скатывание обломочного материала. Возможно, что последнее происходило во время землетрясений.

Фация пологих склонов

Фация пологих склонов подводных банок характеризуется распространением различных органо-генно-обломочных известняков, которые можно поставить в следующий ряд по возрастанию глубины образования осадков: мшанково-органо-генно-обломочные, фораминиферово-фузулиновые и криноидо-органо-генно-обломочные известняки. По мере удаления от участков банок с наиболее богатой органической жизнью уменьшается слоистость в осадках и примесь глинистых частиц, выражаю-

щаяся в меньшей чистоте известняков, а в наиболее глубоких частях склона — окремнение.

Органические остатки этой фации богаты и разнообразны. Резко уменьшается количество водорослей всех типов. Мелкие фораминиферы обильны по числу особей и по числу видов. То же можно сказать и о фузулинидах. Губки нередки, и их спикеры иногда встречаются в большом количестве. Мшанки обычны в виде детрита и образуют, особенно в сообществе с брахиоподами, крупные банки-ракушечники. Членики криноидей являются частой и постоянной составной частью, иглы ежей встречаются изредка в более мелководных разностях. Брахиоподы часты в этой фации, иногда образуя скопления в виде банок и ракушечников (повидимому, последние чаще).

Выявить отношение каждого компонента танатоценоза этой фации к биоценозу этого участка морского дна не везде удастся с полной ясностью. Так, фораминиферы (совместно с фузулинидами), криноидеи и часть брахиопод, по всей вероятности, погребены на месте обитания. За это говорит закономерное обогащение фации мелкими фораминиферами, фузулинидами, брахиоподами и члениками криноидей, тогда как выше по склону, откуда обычно происходит снос остатков, имеются осадки, менее богатые этими группами организмов.

Не совсем ясно положение мшанок в этой фации. Совместное существование мшанок и брахиопод, отмеченное в Аллагуватовском районе, свидетельствует о прижизненном расселении мшанок на банках брахиопод или на брахиоподовых ракушечниках. Повидимому, достаточное движение воды, приносящее питательные вещества, твердый, относительно устойчивый грунт и замедленное оседание глинистых частиц являлись факторами, благоприятными для развития мшанок в этих условиях. Детрит этих мшанковых зарослей относился движением воды вниз по склону и прилепывался к илам и вне этих банок. Но, кроме того, основную массу мшанкового детрита, вероятно, все же приходится считать перенесенной из области банки и верхней части склона плато, где происходило наиболее пышное развитие мшанок.

Так же, повидимому, и брахиоподы находятся частично во вторичном залегании. Как известно, современные ракушняки, состоящие из скопления мертвой ракушки, образуются обычно по склону морского дна ниже области жизнеобитания самих организмов, в результате переноса створок в глубь моря компенсационными донными течениями при нагонных ветрах. Повидимому, часть линз, обогащенных брахиоподами, могла быть типичным танатоценозом последнего типа. К сожалению, исследователи брахиопод не обращают достаточного внимания на особенности захоронения раковинки, к тому же основной материал неблагоприятен для таких наблюдений, а потому вопрос условий захоронения брахиопод в этой фации остается нерешенным.

Фация больших глубин

Фация больших глубин вдоль фронтальной части подводного плато охарактеризована лишь небольшим числом точек в Ишимбайском районе и полней в районе горы Тра-Тау. Материалом по последней мы воспользуемся для более подробного описания. К этой фации Д. Ф. Шаповалов относит свою фацию микрослоистых глинистых известняков, характеризующую глубокое открытое море к востоку от полосы массивов. Большие глубины вдоль восточного и южного края ишимбайского подводного плато появились, по всей вероятности, лишь с конца тастубского и начала стерлитамакского времени в результате различной скорости накопления биоморфных осадков банки и тонкозернистых осадков откры-

того моря. Эта разница в глубине осадков возрастала до иргинского времени, достигая, возможно, 300—400 м, и была усилена в последующее время тектоническим опусканием этой области на 500—600 м. Вполне естественно, что фация этой области резко отличается от фации остальных областей и выражена темными глинистыми тонкослоистыми осадками, с бедной органической жизнью, среди которой преобладают остатки нектона и планктона над бентосом (радиолярии, остатки рыб, растительные остатки). В занесенном детрите имеются редкие очень мелкие фораминиферы (нодозарии, толипаммины, глобивальвулины) и мелкий мшанковый детрит. К бентосу, повидимому, относятся губки, спикеры которых иногда переполняют породы. Характерна для этой фации фосфатизация органических остатков, значительное количество глауконита (в отдельных прослоях) и очень сильная пиритизация.

1 Фация сильных течений

Фация сильных течений характеризует участки накопления грубого обломочного материала. Обломки имеют сильно изъеденную и слабо окатанную поверхность, лежат впрытык один к другому, часто с признаками максимального сокращения объема брекчии за счет как бы вдавливания, прилаживания одного обломка к другому, почти без всякого цемента. Органические остатки этой фации очень бедны. Переход по вертикали этой фации в подфацию водорослевую подводного плато, наблюдающийся в районе Смакаево, свидетельствует о мелководности этой области и о течениях на сравнительно небольшой глубине. Подтверждают мелководность и редкие обломки мицций из сифонниковых водорослей, мшанок и других органических остатков, особенно водорослей, не живущих ниже 50—60 м.

Накопление этих брекчий происходило, повидимому, довольно медленно, о чем свидетельствует изъеденная поверхность брекчии и максимальная уплотненность в расположении отдельных обломков. Мощность прослоев с такими брекчиями по разрезам скважин колеблется в пределах 0.5—5 м. Общая мощность отложений этой фации для отдельных стратиграфических единиц меньше мощности фации подводного плато. Известна эта фация пока лишь в двух районах: вдоль восточного склона Ишимбайской банки и в районе Зап. Буранчино. Возраст ее — швагериновый горизонт и, возможно, нижняя зона тастубского горизонта.

Покончив на этом обзор основных фаций Ишимбайского района, дадим краткий обзор по горизонтам распространения различных фациальных типов в Стерлитамакско-Ишимбайском Приуралье.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИЙ ПО СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ РАЗРЕЗУ

Фации тритицитового времени

Фации тритицитового времени известны лишь по отдельным, немногочисленным точкам, вследствие чего сведения о распространении фаций этого времени отрывочны и неполны. Укажем лишь наиболее четко выраженные фации.

Фация мелководной банки встречена в восточной полосе на Кинзепулатовском, Карлинском и, частично, Пастушинском поднятиях, кроме того, в западных разрезах Тратауского района, возможно, определивших собой дополнительные поднятия в тритицитовое время (см. палеогеографический профиль, фиг. 1). Для этой фации характерны сплошные раз-

резы, наибольшие мощности (100—150 м), светлые, почти белые массивные известняки, очень богатые органическими остатками, среди которых преобладают мшанки, различные известковые водоросли (мицции и др.) и фузулиниды.

Наиболее ярко выраженный биогермный характер осадков наблюдается, надо полагать, на Кинзебулатовском поднятии. Это приходится предполагать потому, что осадки тритицитового времени были начисто размыты и о них можно судить только по галькам и обломкам в брекчиях псевдофузулинового времени. Так как размыв явно происходил на месте и перенос был невелик, то можно считать, что преобладающие гальки известняков с тритицитами представляют собой отложения тритицитового времени. Основная масса переотложенных галек сложена двумя типами пород: светлыми биоморфными известняками, очень богатыми органическими остатками, и бурыми органогенными известняками с более бедным и однообразным составом органических остатков.

В светлых биоморфных известняках первое место среди органических остатков занимают известковые водоросли, из которых чаще других встречаются разнообразные и специфические мицции из сифонниковых водорослей; реже встречаются цилиндрические образования типа двинелл (иногда в большом количестве), тонкопористые палочки и нередко различные цилиндрические и сферические (двуконтурные) тела с утерянной первичной структурой, повидимому, близкие к мицциям. Кроме того, очень часты известковые слоисто-ячеистые образования, по всей вероятности водоросли, обычно обрастающие какое-нибудь тело и дающие пластинки и округлые тела, названные нами водоросль «А» (табл. IV, фиг. 2 и 3) и широко распространенные в тритицтовой толще и в других районах (ишимбайские массивы). Очень часто наблюдаются также различные темные и бурые обрастающие и обволакивающие водоросли, напоминающие толипаммин и «нубекулярий» из фораминифер. Не менее часты в этом типе известняков разнообразные тритициты с преобладанием вздутых форм и другие фузулиниды (*Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *Fusulinella usvae* Dutk., *Ozawainella angulata* Col.). Из мелких фораминифер встречены *Globivalvulina*, *Tuberitina*, *Tetrataxis*, *Tolypammina*, «*Nubecularia*», *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Hemidiscus*, *Bradyina*, *Endothyra*, различные палеотекстуляриины и среди них характерная для тритицтовой толщи *Spiroplectammina bashkirica* Raus. Из других органических остатков нередко членики криноидей, обломки мшанок (обычно мелкие) и темные шамовеллы в виде их мелкой разновидности со «спикулами» внутри стенок. Реже отмечены остракоды, гастроподы, брахиоподы. Из минералов очень характерен глауконит, распределенный в породе очень неравномерно, но все же достаточно постоянный.

Гальки и обломки бурых органогенно-обломочных известняков встречаются реже. Из водорослей в них также распространены прикрепленные и обволакивающие, из мелких фораминифер — преимущественно различные аммодисциды. Состав фузулинид, повидимому, тот же, но число особей меньше.

Указанные выше биоморфные известняки отлагались, по всей вероятности, на мелководной банке-отмели, на которой условия были исключительно благоприятны для процветания очень разнообразной фауны и флоры. Частое нахождение среди этих организмов рифообразующих мицций и шамовелл позволяет часть этих осадков отнести даже к типу, близкому к биогермным или рифовым. Но эти отложения представляют собой скорее биостромы, а не рифы. Второй тип известняков, органогенно-обломочный, является, по всей вероятности, одновозрастным со светлыми биоморфными известняками, представляя, возможно, детритусовую фацию этих частично биогермных известняков.

Ближих аналогов этих фаций мы находим в тритицитовой толще к востоку от Тра-Тау, возможно, на ишимбайских массивах и в Карлинском районе. Наиболее характерно для них богатство мшанками, мицциями и шамовеллами. Своими мшанками особенно выделяется Карлинский участок.

Светлый, почти белый цвет известняков, значительная чистота и присутствие в большом количестве мшанок вызвали у прежних исследователей предположение о рифовом характере отложений тритицитового горизонта. Поскольку последние являются ядром Карлинской структуры, естественно возникал вопрос о соотношении в залегающих выше лежащих горизонтов и тритицитовой «риф». Действительно, осадки тритицитского горизонта богаты мшанками, составляющими в нижней мшанковой толще, по данным А. В. Пахомовой, 5—25% всей породы; но мшанки едва ли являются рифостроющими, на что указывает отсутствие или редкость признаков биогермной структуры мшанковых известняков, как-то: прижизненное положение зоарий, пятнистая структура, инкрустация пород и т. д. Кроме того, по всей толще очень распространены фузулиновые известняки, составляющие до 50% породы в отдельных прослоях, главным образом в верхней половине. Как мы знаем, фузулиновые известняки не свойственны в таком количестве биогермам. Противоречит их рифовой природе и характер залегания осадков. На профилях, составленных С. Е. Розовской, по простиранию структуры и вкост ее, четко прослеживаются во всех разрезах дробные стратиграфические горизонты, сохраняющие постоянно свои мощности. Это едва ли имело бы место в условиях рифового сооружения. Но в то же время ряд признаков тритицитовой толщи и особенно нередкое присутствие в отдельных прослоях мицций определенно указывают на образование этих осадков на мелководной банке с богатой органической жизнью.

Фацию склонов мелководной банки можно наблюдать в районе Тра-Тау. Эти светлосерые и серые органогенно-обломочные, иногда доломитизированные известняки с тонкими глинистыми прослоями отличаются лишь ясной слоистостью и меньшим богатством органических остатков. И. В. Хворова отмечает фораминифер, криноидей, брахиопод, иногда одиночных кораллов, а иногда присутствие окремнения.

Следующий фациальный тип — осадки подножий банок и отмелей — наблюдается вблизи дер. Орловки и у Юлдашева.

Район вблизи Орловки находится на периклинальном окончании Шиханского поднятия. В нижних горизонтах тритицитовой толщи (верхние два горизонта размыты), по Хворовой, среди светлых органогенно-обломочных известняков с той же довольно богатой и разнообразной фауной, что и в фации склона (фораминиферы, криноидеи, одиночные кораллы, мшанки и брахиоподы), встречаются прослои зеленовато-серых глинистых тонкозернистых известняков с прослоечками зеленоватой глины, фосфатизированными рыбными остатками, аутигенным кварцем, глауконитом и пиритом. Для детритусовых известняков характерно включение голубого кремня и окремненные участки. И. С. Сулейманов наблюдал в этой части разреза прослой брекчий с гальками до 6—7 см.

Сходные фации имеются в районе Юлдашева, в той же нижней части тритицитовой толщи (верхние горизонты размыты). Органические остатки известняков и доломитов разнообразны. Часто встречаются одиночные крупные кораллы и фузулины, реже — мелкие фораминиферы, иглы ежей, криноидеи, мшанки, брахиоподы, известковые водоросли и обугленные растительные остатки. Эти остатки говорят об относительно мелководье или о сносе на близком расстоянии. Но значительная примесь глинистых частиц и прослои известково-доломитового битуминозно-глинистого сланца свидетельствуют о больших глубинах образования этой фации, чем для

склонов банок. Наиболее вероятно образование глинисто-карбонатной фации вблизи отмелей или банок, но уже у их подножий.

Фации псевдофузулинового времени

Фации псевдофузулинового горизонта очень разнообразны, что указывает на резкие изменения внешней среды и более четко выраженный рельеф. Но в то же время почти для всех фаций особенно характерны некоторые общие признаки, свидетельствующие о понижении температуры, повышении содержания кислорода в воде и увеличении выноса терригенных частиц с начала псевдофузулинового времени по всей изучаемой площади. К таким признакам относятся часто отмечающиеся глауконит и фосфатизация, спиккулы губок и радиолярии, фюзенизированное органическое вещество и битуминизация пород, смена чистых известняков тритицитового времени глинисто-карбонатными осадками с нередким окремнением и сероводородным запахом.

Не менее характерно для псевдофузулинового горизонта его трансгрессивное залегание с разрывом нижележащих отложений и появление обломочных фаций в основании горизонта.

Все эти факты говорят о том, что осадки псевдофузулинового времени Стерлитамакско-Ишимбайского района отлагались в условиях оживления тектонического режима района при поднятиях на востоке в области Урала. Недостаточно четкая и дробная стратиграфия псевдофузулинового горизонта и его своеобразие, а также небольшое число точек с отложениями этого горизонта, не позволяють дать обстоятельного анализа фаций этого чрезвычайно интересного времени. Ограничимся указаниями наиболее отличительных признаков отдельных литотопов.

Литотопы наиболее мелководных отложений встречены в центральной части Западного и Восточного массивов Ишимбайского района, к западу от Тра-Тау и по сводовой части Кинзебулатовского поднятия. Но эти отложения резко отличны даже на близких расстояниях. В Ишимбае и западнее Тра-Тау имеется литотоп однородных светлых, массивных и биоморфных известняков подводной банкис богатой органической жизнью и большим количеством водорослей (среди них мицции). Но в районе того же Тра-Тау в центральной части западной зоны (по линии *b — b* фиг. 1) псевдофузулиновый горизонт представлен серыми плотными известняками без фауны и с прослоями оолитов, мощностью всего 10 м. По всей вероятности, эти осадки образовывались на поднятии и относятся к фации отмелей, т. е. являются наиболее мелководными из всех известных осадков псевдофузулинового времени.

Весьма своеобразны фации верхней половины горизонта присводовой части Кинзебулатовского поднятия, заслуживающие более подробного описания.

Литотоп в целом представлен переслаиванием глинистых известняков, среди которых преобладают брекчиевидные и органогенно-обломочные известняки, с прослоями мергелей (табл. 2).

Среди обломков, составляющих 10—80% всей породы, явно преобладают четыре типа известняков: на первом месте стоят светлые биоморфные тритицитовые, на втором — светлобурые органогенно-обломочные, на третьем — плотные афанитовые и на четвертом — зеленовато-серые пятнисто-флюидальные. Подчиненное место занимают обломки иных типов пород, как то: черных кремней, тонкозернистых известняков, псевдооолитовых и оолитовых известняков и др.

Возраст первых трех типов известняков тритицитовый, обычно легко определяемый по заключенной в них фауне фузулинид. Зеленовато-серые пятнистые гальки — по всей вероятности псевдофузулинового воз-

раста. Среднекаменноугольный возраст некоторых обломков определяется по фузулинидам; повидимому, того же возраста псевдооолитовые и оолитовые известняки. Часть (сравнительно очень небольшая) обломков остается без возрастного определения.

Форма обломков очень разнообразная. Реже всего встречаются хорошо окатанные плоские гальки преимущественно из афанитовых известняков, что вполне естественно: афанитовые разности известняков дольше других отшлифовывались, так как они лучше противостоят разрушению. Светлые биоморфные известняки дают слабо окатанные угловатые обломки, нередко с корродированной поверхностью. Зеленовато-серые илестые известняки чаще встречаются в форме неправильно округлых галек.

Размеры обломков варьируют в больших пределах. Мелкие обломки, начиная от микроскопических и до 1 см, рассеяны в большом количестве в цементе брекчий. Из крупных обломков преобладают средние размеры, до 3—5 см, реже обломки более 10 см.

Расположены обломки обычно беспорядочно. Но в некоторых образцах удалось подметить определенную флюидальность мелкообломочного материала и его обтекание вокруг крупных обломков, а также прослойки глинистого вещества, огибающие в виде тоненьких пропластков крупные обломки. Кроме того, в брекчиях наблюдаются прослои в 5—10 мм темной зеленоватой слоистой глины. Эти прослои обычно очень неправильной формы, с признаками текучести, перемятости и с наклонами в разных румбах, свидетельствующими об отложении этих осадков на очень неправильной поверхности и об оползании их по склону. Наконец, зеленовато-серые пятнистые галечки бывают с вмятыми обломками или фузулинидами, иногда растрескавшиеся. Повидимому, эти трещины были в гальках в момент их захоронения в виде еще мягких илестых галек, так как трещины не прослеживаются в окружающей среде. Эти гальки мы считаем сингенетичными с известняковой брекчией, образовавшимися выше по склону в более мелководных условиях и попавшими в брекцию при подводных оползнях и обвалах.

Цемент брекчии образован темносерыми или темнобуровато-серыми сильно доломитизированными и глинистыми известняками с большим количеством члеников криноидей (нередко сильно корродированных) и фузулинид. Среди последних преобладают тритициты самых различных групп, начиная от протритицитов самого нижнего горизонта и кончая группой *Triticites stuckenbergi*, характерной для средней части тритицитовой толщи. Кроме того, нередко крупные и укороченные квазифузулины; единично встречены псевдофузулины (*Pseudofusulina* ex gr. *krotowi* Schellw., *Ps.* ex gr. *gregaria* Lee), ругозофузулины, шубертеллы, *Ozawainella angulata* Col., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel. и др. Большинство тритицитов, так же как и обломки одиночных кораллов, повидимому, переотложены вместе с мелкими обломками пород, переполняющих цемент брекчий. Кроме того, в цементе встречено фюзенизированное органическое вещество, те же водоросли, что и в гальках, а именно мицции (табл. I и II, фиг. 3), сверлящие, обрастающие и прикрепленные водоросли «А» (табл. IV, фиг. 2 и 3), затем шамовеллы, но иногда более крупные, чем в гальках, и в значительном количестве мелкий мшанковый детрит. Из мелких фораминифер в цементе определены *Tetrataxis*, *Hyperammina*, *Pachysphaera*, *Ammoverrella*, *Tolypammina*, *Palaeotextulariinae*, *Hemidiscus*, *Ammodiscus*, *Bradyina*, *Endothyra* sp., *Glomospira*, *Tuberitina* и *Spiroplectammina bashkirica* Raus., распространенная также и в тритицитовой толще. Наблюдаются единичные остракоды, гастроподы, брахиоподы, иглы ежей и др. Нередко, местами даже в большом количестве, отмечен глауконит, характерный для всего псевдофузулинового горизонта, но особенно для верхней части этой толщи, причем больше всего

Схематизированный сводный разрез каменноугольных и артинских отложений Кинзебулатовского поднятия

Отделы	Горизонты и толщи	Мощность, м	Литологическая характеристика		Фауна и флора
			Присводовая часть и западное крыло поднятия	Восточное крыло и южное погружение	
Нижняя пермь	Толща с <i>Parafusulina lutugini</i>	50—75	Темносерые и черные тонкослоистые доломитизированные аргиллиты и мергели с прослоями известняков плотных буровато-серых немых, реже органогенно-обломочных		Растительные остатки обуглероженные и ф. венизированные, водоросли обволакивающие и прикрепленные, шамовеллы, спикулы губок, фораминиферы (<i>Nodosaria</i> , <i>Tolypammina</i> , <i>Parafusulina</i> ex gr. <i>lutugini</i>), мшанки, остраоды, членики криноидей, иглы ежей, брахиоподы
	Стерлятамакский горизонт	15—40	Аргиллиты и мергели, сильно доломитизированные, с частыми прослоями бурых плотных известняков и доломитов, чаще немых, реже с органическими остатками		Растительные остатки обуглероженные и фюенизированные, мелкие фораминиферы, ратиолярии, спикулы губок, членики криноидей, остракоды, створки брахиопод, чешуи рыб
	Тастубский горизонт	10—15	Темнобуровато-серые плотные глинистые известняки с прослоями доломитов, брекчиевых и зеленоватосерых органогенно-обломочных известняков	Аргиллитово-мергельная толща с прослоями буровато-серых известняков	Шамовеллы, фораминиферы (<i>Pseudofusulina jaraslavensis</i> , <i>Ps.</i> ex gr. <i>verneuili</i> , <i>Ps.</i> ex gr. <i>plicatissima</i> и др.), мшанки, членики криноидей

Верхний карбон	Швагериневый горизонт		10—20	Зеленовато-серые глинистые органично-обломочные с криноидеями и афанитовые известняки с прослоями брекчиевых известняков, доломитов и тонкослоистых мергелей. Во всей толще желваки кремней	Темные тонкослоистые мергели с прослоями плитчатых буровато-серых известняков	Растительные остатки, мшанки, криноидеи, шамовеллы, фораминиферы (<i>Nodosaria</i> , <i>Climacammina gizas</i> , <i>Pseudofusulina uralica</i> , <i>Rugosofusulina</i> , растительные остатки)
	Псевдофузулиновая толща		15—20	Темносерые глинистые доломитизированные известняковые брекчии и органично-обломочные известняки с глауконитом, прослоями мергелей и битуминозного сланца с фосфоритовыми конкрециями	Переслаивание слоистых буровато-серых сильно глинистых известняков и доломитов с глауконитом и доломитизированных аргиллитов. Доломиты часто битуминозные	Водоросли известковые, прикрепленные и обволакивающие, радиолярий, фораминиферы (<i>Spiroplectammina bashkiri-ca</i> , <i>Rugosofusulina</i> sp., <i>Pseudofusulina</i> ex gr. <i>krotowi</i>), мшанки, криноидеи
			20—30	Переслаивание темносерых и голубовато-серых доломитизированных и битуминозных мергелей, буровато-серых и темносерых глинистых известняков и доломитов с глауконитом, иногда с включением кремней. Доломиты частично битуминозные		Растительные остатки, остракоды, членики криноидей, аммониты, брахиоподы, чешуи рыб
	Средний карбон		25—50	Слоистые бурые известняки и доломиты с кремнями		Фузулины (<i>Pseudostaffella sphaeroidea</i> , <i>Ps.</i> cf. <i>ozawai</i> , <i>Wedekindellina uralica</i>), одиночные кораллы и членики криноидей

глауконита наблюдается в нижней части толщи с брекчиями. Следует отметить более частое нахождение в той же нижней части среднекаменноугольных галек и фузулинид (*Wedekindellina uralica*, *Fusulina* sp. и др.).

Органогенно-обломочные известняки богаты мелкими обломками пород, а по всему составу и органическим остаткам (массовые членики криноидей и фузулиниды) сходны с цементом брекчий. Отличают их только брахиоподы, образующие несколько прослоев брахиоподовых банок.

Подытоживая наши наблюдения по структуре и текстуре обломочных известняков, мы приходим к определенному выводу относительно их генезиса. Наиболее вероятным кажется образование известняковых брекчий и известняков с обломками на склонах и у подножья приподнимавшейся и энергично размывавшейся полосы, сложенной тритицитовыми известняками. Однообразный состав галек и обломков, их слабая окатанность говорят о перемыве на месте и об отсутствии длительного переноса. Слабая сортировка обломков, флюидальность и обтекаемость мелкими частицами, языковидное расположение и перематость глинистых прослоев, глинистые гальки и др. являются ярким свидетельством образования этих отложений в результате подводных обвалов и оползней.

Относительно первоначального места отложения материала этих обломочных известняков некоторые указания дает присутствие значительного количества в цементе брекчий мицций, шамовелл и других известковых водорослей (например, водоросль «А») с ненарушенной нежной структурой. По всей вероятности, образование некоторых первичных составных частей осадка происходило поблизости в условиях мелководной банки с богатой органической жизнью.

Но беспокойный тектонический режим того времени обусловил частое изменение осадков по разрезу. Так, например, в верхней части пачки с брекчиями встречен весьма интересный прослой темносерого тонкослоистого битуминозного, сильно доломитизированного сланца, с редкими давленными тонкостенными брахиоподами и остатками рыб. В сланце наблюдаются изредка небольшие линзы черного кремня и более частые овальные белесые конкреции. Под микроскопом конкреции оказались с весьма своеобразным натежно-конкреционным строением, и в них нами обнаружены радиолярии удовлетворительной сохранности, с двуконтурной сеточкой — стенкой и с четырьмя крестообразно отходящими лучами (табл. IV, фиг. 1). В. Н. Крестовников установил фосфоритовый характер вмещающей радиолярий конкреции и считает битуминозный сланец, а также и конкрецию с их радиоляриями, весьма сходными с соответствующими породами псевдофузулинового горизонта западного склона Урала.

Шире распространены фации более глубоких частей бассейна, по всей вероятности, склонов поднятий и ровных участков дна. К этой группе фаций относятся литотопы нижней части горизонта выше рассмотренной присводовой части Кинзебулатовской структуры и всего горизонта на ее крыльях, а также разрезы, вскрытые на юго-западной окраине Восточного массива, на Тратауском, Пастушинском и Николаевском поднятиях.

В Кинзебулатове литотоп этого типа представлен как в присводовой части структуры, так и на южном погружении переслаиванием (с местными отличиями) темных плотных мергелей и глинистых известняков (афанитовых или мелкодетритусовых с члениками криноидей) и бурых доломитов. Во всей толще в значительном количестве имеются растительные обрывки, пирит, глауконит, кремневые конкреции, иногда банки брахиопод.

Иная фация наблюдается по восточному крылу структуры, где псевдофузулиновый горизонт выражен переслаиванием бурых и темносерых плотных, сильно глинистых известняков с глинами, мергелями и доло-

митами. Известняки и доломиты сильно пиритизированные, обогащенные фюзеном и обугленными растительными остатками. Граница глин и известняков очень неправильная, с вматыми кусками глин и с перематостью обеих разностей. В верхней части этой толщи И. С. Сулеймановым отмечались обломки светлых известняков с тритицитами. Во всей толще нередки включения глауконита и серы. Наслоение наблюдается с углом в 60—70°. Зеркала скольжения, частые в этой толще, дают еще более крутые углы, доходящие до 90°.

Большая глинистость этого литотопа определяется расположением склона: он обращен к Уралу. Явные признаки сползания указывают на крутизну склона: возможно в то время уже наметилось более крутое восточное крыло поднятия.

Ближние к кинзебулатовским фации имеются в районе Тра-Тау, где преобладают темносерые глинистые известняки и битуминозные аргиллиты, и вблизи дер. Орловки. По данным Хворовой, в разрезе преобладают бурые, темносерые и черные глинистые известняки, иногда плитчатые или микрослоистые, с резким сероводородным запахом, с большим количеством пирита и с битумом. Подчиненное положение в разрезе занимают прослой серого известняка, иногда доломитизированного, с конкрециями черного кремня и с окремнением. Из фауны Хворова отмечает криноидей, мелких брахиопод и чешуи рыб.

В Ишимбайском районе близкие фации представлены глинистыми породами с глауконитом и органогенно-обломочными известняками.

На севере, в районе Пастушкин и Николаевки, терригенный материал выражен глинистостью известняков и доломитов (широкое распространение доломитов в псевдофузулиновом горизонте северных районов обусловлено, может быть, не только вторичными явлениями) и редкими прослоями мергелей. Характерно, как и на юге, большое содержание глауконита в этом горизонте. Но отличительным признаком севера все же являются довольно разнообразные для этой фации органические остатки и их крупные размеры, что, повидимому, указывает на более мелководные условия образования осадков этого времени и, возможно, меньший принос терригенного материала.

Фации швагеринового времени

Фации швагеринового горизонта изучены значительно полней по большему числу разрезов и по обнажениям на шиханах. Кроме того, облегчает исследование фаций швагеринового горизонта и значительное однообразие на больших площадях.

С этого времени отчетливо обозначились фундаменты Ишимбайской и Шиханской подводных банок отложением на большом протяжении мощных биоморфных и рифогенных известняков. Рассмотрение фаций проведем по трем зонам горизонта.

Фации нижней части швагеринового времени

В начале швагеринового времени осадки в Ишимбайском районе отличаются значительным однообразием на площади, охарактеризованной теми же тремя точками, что и нижележащие осадки. Среди мелководных органогенно-обломочных известняков выделяются мощные пачки, очень богатые шамовеллами, мицциями и вермилпореллами. Особенно развиты последние на юго-западной оконечности Восточного массива. Характер осадков, а также большие мощности нижней зоны швагеринового горизонта (250 м, т. е. наибольшие для карбонатной фации по всему западному

склону Урала) позволяют относить эти осадки уже частично к фации подводного плато, ко второй его подфации (табл. II, фиг. 1 и 5).

По всей вероятности, уже с начала швагеринового времени закладывается основание Шиханской мелководной банки. Можно полагать, что в таких фациях выражена нижняя зона швагеринового горизонта на шихане Тра-Тау, представленная в основном мощными массивными биоморфными водорослевыми (шамовелловыми) известняками. Площадь распространения этого литотопа ограничена. В ближайшем соседстве вокруг Тра-Тау можно предполагать еще несколько отмелей, на что указывают небольшие мощности и частое переотложение и смешение фузулинид нескольких горизонтов в осадках нижней зоны к северо-востоку и востоку от Тра-Тау, а также к западу и юго-западу от него. Впрочем, стратиграфическое положение этой части разреза не всегда точно датировано. В полосе Карлинско-Кинзебулатовских поднятий отложения нижней зоны швагеринового горизонта неизвестны, повидимому, ввиду отсутствия осадконакопления в это время.

Фации средней части швагеринового горизонта

Отложения средней зоны швагеринового горизонта, обычно мощностью в 100 м и более, пока не расчленены более подробно, поэтому приходится говорить не столько о фациях этой зоны, сколько о ее литотопах, т. е. комплексах фаций.

Наиболее отчетливо выделяются три литотопа: литотоп банок Ишимбайской и Шиханской зон, литотоп мелководных участков северных поднятий (Куганак, Катенька, Карлы, Николаевка) и литотоп склонов и подножий поднятий. Материал по этим отложениям очень неполный, поэтому их характеристика далека от исчерпывающей.

В середине швагеринового времени на всей площади Ишимбая, охарактеризованной уже значительно большим числом точек, четко выражена та же подфация шамовелл. Большая мощность осадков, массивность их, нередкая инкрустационная структура, мощные пакки биоморфных фораминиферо-водорослевых известняков, богатая органическая жизнь средней зоны (разнообразные водоросли, фораминиферы и фузулиниды, с преобладанием крупных вздутых форм с толстостенными раковинками, мшанки, нередкие гидрактиниоды и кораллы) — все эти признаки вполне отчетливо характеризуют эту подфацию (табл. II, фиг. 2, 4; табл. III, фиг. 2—5). Характерно ее широкое распространение почти на всей площади Ишимбайского района. Так же широко распространены на всей площади фации отмелей, залегающие в виде нередких, но маломощных линз, повидимому, среди биоморфных осадков всего района, свидетельствуя о частых колебательных движениях, приводивших к кратковременным обмелениям отдельных участков. Этот беспокойный, пульсирующий режим, установившийся уже в среднешвагериновое время, по всей вероятности, одновременно стимулировал и накопление мощных биоморфных известняков.

Все же при значительном однообразии этих осадков на всей площади, свидетельствующем об образовании устойчивого, хорошо морфологически выраженного обширного подводного плато, можно наметить некоторые различия в фациях отдельных участков при передвижении с юга на север. В районе Кусяпкуловского массива в большом количестве появляются фузулиновые известняки, а севернее, у Яр-Бишкадакского массива — криноидные. Эту последовательность осадков можно рассматривать как смену фаций по склону подводного плато, обращенному к северу. В то же время эти осадки чередуются с типичными фораминиферо-водорос-

левыми и с мелкообломочными известняками; кроме того, на севере вплоть до Яр-Бишкадака встречаются все основные рифообразователи. Эти факты можно толковать двояко. Или к северу амплитуды колебательных движений в это время были несколько больше, чем на юге Ишимбайского района, причем амплитуда увеличивалась за счет отрицательных движений, или же на севере осадконакопление не поспевало за скоростью погружения района и опускание не компенсировалось осадками, что явно имело место на юге, где фации оставались почти неизменными. Как увидим дальше, вероятнее второе предположение.

Любопытно отметить, что фация отмелей по западной окраине Буранчино явно преобладает над фацией подводных банок, образуя непрерывные пачки по 40 м; это говорит об очень постоянном режиме положительного знака этой области.

Фация течений хорошо выражена в среднешвагериновое время в районе Смакаево.

Литотоп мелководной банки Сиханской зоны хорошо выражен в нескольких разновидностях. В нижней части восточного склона и в центральной части Тра-Тау, а также по юго-восточному склону Шак-Тау преобладает водорослевая (шамовелловая) фация среди массивных, однородных афанитовых или органогенно-шламмовых известняков, достигающих 200 м мощности (Тра-Тау). Белые фарфоровидные шамовеллы переполняют породы, местами образуя настоящие биостромы небольшой мощности с прекрасной инкрустационной структурой (Шак-Тау).

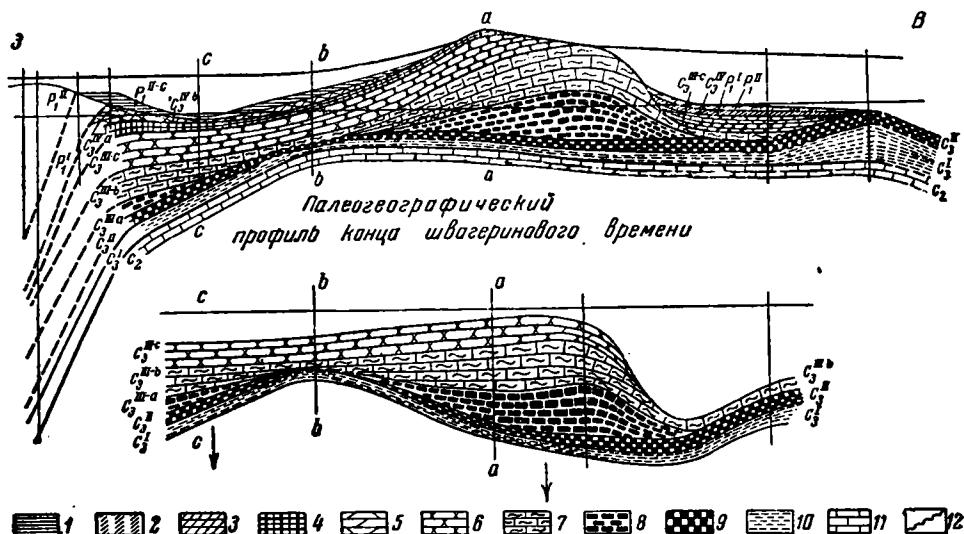
Несколько иной вид этого литотопа в разрезе Нового Шихана. Основную массу светлых биоморфных и органогенно-обломочных известняков, достигающих громадной мощности в 300 м, составляют мшанково-водорослевые известняки с прослоями коралловых и фузулиновых известняков. Еще в большем количестве мшанки наблюдаются в тех же отложениях восточной половины Юрак-Тау. На юге этого шихана мшанки образуют даже мшанковый биогерм.

Отличный тип осадков средней зоны наблюдается на поднятиях Куганак, Катеньки, Карлов и Николаевки. В плотных сизо-серых афанитовых, мелкодетритусовых или биоморфных известняках присутствуют в значительном количестве те же шамовеллы, а также мицции и другие водоросли. Это позволяет среднешвагериновые известняки северных поднятий относить также к литотопу мелководной банки, но формировавшейся в условиях большей глубины (отсутствуют мшанки и кораллы как породообразователи, известняки иногда глинистые), менее благоприятной для жизни среды (более бедный комплекс) и меньшей скорости осадконакопления (мощности 40—50 м). Осадки этого литотопа известны на юго-восточной окраине Куганакского массива, возможно в разрезе района Катенька (расположение массива можно предполагать севернее этого района) и на Николаевском поднятии. Карлинский остров покрылся водами швагеринового времени, повидимому, лишь в конце среднешвагеринового времени, так как осадки этого времени встречены в единичных разрезах с очень небольшой мощностью или же в гальках.

Литотопы склонов поднятий и их подножий наблюдаются в районе Тра-Тау, на северо-восток и восток от шихана. В первом случае преобладают органогенно-обломочные известняки и доломиты, во втором — глинистые, местами окремненные известняки с прослоями мергелей. По всей вероятности, на северо-востоке имеется фация склона водорослевой подводной банки центральной части Тра-Тау. Довольно многочисленные фузулиниды среднешвагериновой зоны разреза этой точки находятся в коренном залегании и принадлежат биоценозу фации склона, так как переноса их выше со склона предполагать трудно ввиду отсутствия фузулинид в фации подводной банки.

Все же остается не совсем понятным быстрое сокращение мощностей с 200 до 12 м на коротком расстоянии от фаций центральной части банки шихана к фациям ее северо-восточного склона. По всей вероятности, небольшие мощности объясняются крутизной склона, медленностью осадконакопления и возможными течениями, вполне вероятными вдоль крутых склонов. На перемык осадков указывает примесь к фузулинидам средней зоны более древних переотложенных форм.

Условия образования осадков к востоку от шихана могли быть несколько отличными. Малые мощности, глинистость и окремнение осадков



Фиг. 1. Геологический и палеогеографический профили через Тратауский район

- А р т и н с к и й я р у с
1 — саргинский горизонт; 2 — нерасчлененная толща с *Parafusulina lutugini*
Верхний карбон
3 — средняя зона } тастубский горизонт
4 — нижняя зона }
5 — нерасчлененный тастубский горизонт
6 — верхняя зона } швагериновый горизонт
7 — средняя зона }
8 — нижняя зона }
9 — псевдофузулиновый горизонт
10 — тритицитовая толща
11 — средний карбон
12 — размыт

указывают на большую глубину их образования. Богатый комплекс фузулинид и близость их видового состава к таковому северо-восточного склона заставляют все же сильно ограничивать возможную глубину их обитания. Впрочем, фузулиниды на восточном склоне могли являться только танатоценозом, образовавшимся вследствие переноса фузулинид из более высокой части склона и отложения их у подножья банки.

Другой тип фаций подножий формировавшегося поднятия имеется на его южном периклинальном окончании, в центральной части Орловского района. В нижней части небольшой (около 15 м) пачки слоев органогенно-обломочных известняков и доломитов имеется несколько прослоев известняковой брекчии. И. В. Хворова отмечает неокатанные обломки до 1 см и среди них гальки полузатвердевшего ила с вдавленной в него фауной. В верхней части зоны богатая фауна, в том числе разнообразные фузулиниды.

Имея в виду литологические и палеонтологические признаки указанных выше фаций подножий и склонов Тратауской банки, трудно согласиться с обычным толкованием глубин их образования, исходящим из

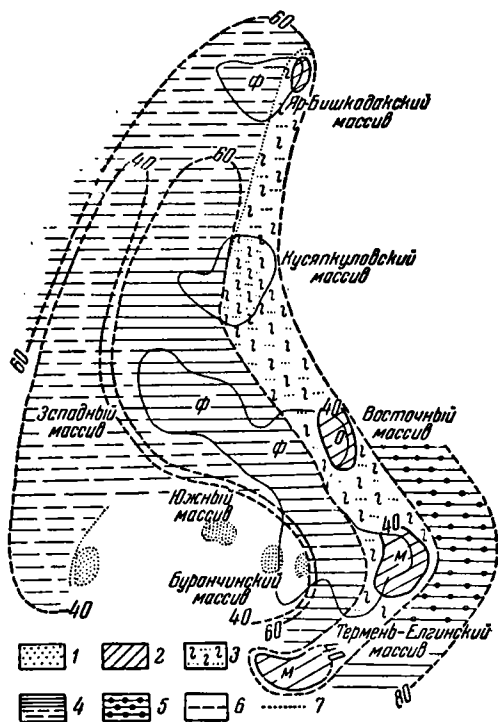
превышения мощности осадков «рифовой горы» над мощностью осадков примыкающих к ней участков (Хворова, 1947; Шамов, 1938, и др.). Анализ фаций не дает никаких прямых указаний на глубину отложения осадков, превышающую 300—400 м к концу среднешвагеринового времени. Скорей хочется допустить их образование в сравнительном мелководье, но при участии значительного движения воды, возможно течений. В таком случае приходится считать, что эти участки прогибались медленнее, чем сама мелководная банка. С еще большим основанием те же предположения можно высказать относительно полосы, примыкающей с запада к банке и, может быть, с юго-запада, что и отражено на палеогеографическом профиле фиг. 1. На этих участках в среднешвагериновое время образуется пачка детритусовых известняков (всего в 25 м мощности) с фузулинидами средней зоны, но с примесью более древних переотложенных форм.

Фации верхней зоны швагеринового горизонта

Фации верхней зоны изучены значительно подробнее, так как материал по ним весьма обширный. Их отличительной чертой является разнообразие и быстрые переходы как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Эта пестрота фаций и их частая смена определяются более неспокойным тектоническим режимом, более заметными и частыми пульсационными движениями в конце швагеринового времени, что выразилось также и в сокращении мощностей верхней зоны.

В Ишимбайском районе в позднешвагериновое время на большой площади преобладают мшанковая рифовая фация и мицциево-мшанковая подфация, четко выраженные вдоль южной и восточной окраин Ишимбайского подводного плато. Литотоп подводного плато позднешвагеринового времени отличается исключительным богатством и разнообразием органического мира как по числу форм почти всех групп организмов, так и по числу особей, кроме того, меньшим развитием фаций с шамовеллами и большим количеством кораллов, мшанок и криноидей; все вместе свидетельствует о меньшей, в среднем, максимальной глубине бассейна при весьма благоприятных и разнообразных для развития жизни условиях (фиг. 2).

Среди биогермных осадков рифовой фации явно преобладают мшанковые биогермы. Прекрасные мшанковые инкрустационные известняки



Фиг. 2. Распределение биоценозов фузулинид и фаций верхней зоны швагеринового горизонта

1 — фация отмелей; 2 — фация мшанкового рифа; 3 — фация подводной банки; 4 — фация склона подводной банки (сплошные линии — по фактическим данным, прерывистые — предположительно); 5 — фация сильных течений; 6 — изобаты; 7 — границы фаций и биоценозов. Преобладающие группы организмов: М — мшанки; О — мицция; Ф — фузулиниды

имеются на юго-западной и юго-восточной окраинах Термень-Елгинского массива, по всей восточной окраине Кузьминовского массива, где они особенно хорошо выражены как на погруженной части структуры, так и на ее приподнятой части, по восточной окраине Восточного и Яр-Бишкдакского массивов. Обычно мшанковым биогермам сопутствуют брахиоподовые банки, являющиеся в верхнешвагериновое время постоянным компонентом мшанковой рифовой фации. Фация брахиоподово-мшанкового биогерма по разрезу обычно переходит в более глубоководную подфацию — водорослевую, играющую все же в верхнешвагериновое время лишь подчиненную роль.

Так же как и в среднешвагериновое время, в пределах основной Ишимбайской банки намечается изменение фаций к северу, выраженное в преобладании на северных массивах фузулиновых, а затем и фузулиново-криноидных известняков.

Фация отмелей наблюдается опять в той же западной окраине Буранчина и по Кажакскому поднятию (табл. V, фиг. 1—2).

Фация течений имеется в Смакаеве и на Западном Буранчине.

По остальным районам фации подводной банки так же, как и в среднешвагериновое время, имеют различный облик на юге, в Шиханской зоне, более сходный с ишимбайскими фациями, и на севере в Куганакско-Карлинском районе. В Шиханской зоне наиболее распространены фации нижнего яруса подводной банки — водорослевые (шамовелловые) и мшанковые известняки. С ними переслаиваются детритусовые известняки, а также маломощные линзы коралловых и гидрактиниоидных биогермов. Обычно наблюдаются переходы в соседние фации в виде частого чередования различных литологических разностей, выклинивание среди детритусовых фаций линз коралловых банок и гидрактиниоидных биостромов. Такая фациальная пестрота указывает на мелководность среды.

Кораллы нередко переслаиваются с мшанковыми биогермами. Наиболее распространены кораллы по южному склону Шак-Тау, где они встречаются в фузулиново-детритусовых известняках. В этих известняках наблюдается иногда косая слоистость и переслаивание, с одной стороны, с инкрустационными биоморфными известняками, обогащенными маломощными линзами гидрактиниоидных известняков, с другой — с брахиоподовыми банками. Этим определяется глубина образования кораллово-фузулиновых известняков как большая, чем глубина гидрактиниоидных биогермов, но меньшая, чем брахиоподовой банки.

Мшанки особенно распространены на юго-западе Тра-Тау, на всей площади Нового Шихана, частично замещаясь фузулиново-водорослевыми известняками лишь на крайнем западе, затем на юге и юго-востоке Шак-Тау и на юго-западе Юрак-Тау.

Обработка мшанок Шиханской зоны пролила свет на один из неясных и трудных вопросов биостратиграфии мшанок — вопрос их фациальности. Чрезвычайно выпукло выявилось исключительное сходство мшанкового комплекса Тра-Тау и Нового Шихана с таковым южной полосы Ишимбайского района, Термень-Елгинского и Кузьминовского массивов (и отчасти Смакаево) и резкое отличие от верхнешвагериновых мшанок более северных Восточного и Западного массивов, т. е. отличия того же порядка, что и в Ишимбайском районе, где верхнешвагериновые мшанки южных и северных массивов были совсем различны. Менее ярко вырисовывается такая же общность мшанковой фауны для более северных шиханов и северных массивов (например, *Fenestella ornatissima* Nov. встречена лишь на Восточном и Западном массивах и на Шак-Тау).

Эти факты станут совершенно понятными, если мы примем во внимание фациальный характер отложений северных и южных участков Ишимбайского и Шиханского районов. На Восточном и Западном массивах верх-

нешвагериновые осадки представлены преимущественно органогенно-обломочными осадками с фузулинидами. Мшанковые органогенно-обломочные известняки и тем более мшанковые биогермы имеют среди этих осадков совершенно подчиненное значение. В противоположность этому мшанки из Термень-Елгинского и Кузьминовского массивов происходят из мощных мшанковых биогермов, слагающих значительную часть разреза верхней зоны швагеринового горизонта в ряде точек. Мшанки швагеринового горизонта Тра-Тау также относятся главным образом к фации мшанкового биогерма, широко распространенного в верхней части швагеринового горизонта Тра-Тау и дающего специфические мощные пакки инкрустационных мшанковых известняков без фузулинид. Как известно, и для Нового Шихана также особенно характерны мшанковые биогермные известняки, лишенные фузулинид. Добавим к этому, что мощность верхней зоны швагеринового горизонта на южных массивах Ишимбайского района равняется примерно 100 м и что ту же или несколько большую мощность в 100—120 м мы наблюдаем на шиханах Тра-Тау и Новый Шихан.

Совершенно иной характер имеют осадки верхней зоны на Шак-Тау. Преобладающие детритусовые известняки, среди них кораллово-мшанковые и мшанковые органогенно-обломочные с фузулинидами, и лишь мало-мощные линзы мшанковых биоморфных известняков позволяют сравнивать осадки Шак-Тау с осадками северной группы ишимбайских массивов. По всей вероятности, и мощность верхней зоны Шак-Тау и более северных массивов не будет превышать мощности Восточного массива, т. е. не будет больше 60 м.

Эти новые факты вполне объяснили те особенности в распределении мшанок, которые в начале их изучения в Ишимбае вызвали большие затруднения и ярко показали стенофациальность мшанковых сообществ. После анализа фаций становится совершенно очевидным, что только формы, встреченные в различных фациальных условиях, как *Fenestella cyclotrian-gulata* Sch.-Nest., *F. praebasileoensis* var. N 1 Nov., *F. rhomboidea* var. *juncta* Nov., *Septopora ovalis* Nov., являются действительно руководящими формами для швагеринового горизонта. Формы, ограниченные в своем распространении лишь одной из двух разобранных фаций (мшанковый риф и фация склона подводной банки), являются руководящими формами пока только для определенной фации. Так, например, *Fenestella ornatissima* Nov., повидимому, характерна для детритусовых осадков, а *Septopora ovalis* var. *atuberculata*, хотя и широко распространенная в Ишимбайском районе и Шиханской зоне, но встречается только в фации мшанкового биогерма (Кузьминовский, Термень-Елгинский массивы, Смакаево и Тра-Тау).

Эти интересные результаты позволяют высказать предположение, что едва ли случайностью является приуроченность наиболее пышного развития мшанковых биогермов к южным окончаниям Ишимбайского и Шиханского поднятий. Едва ли случайно совпадение последнего явления с одинаковыми мощностями верхнешвагериновой зоны на этих двух участках. Надо полагать, что общий тектонический режим южных оконечностей этих двух поднятий в это время определял собой и появление весьма близких фаций мшанковых биогермов. В данном случае влияние тектоники на органический мир проявилось в этих фактах очень ярко.

Наиболее выдержанными на площади являются более глубоководные афанитово-шламмовые известняки с водорослями (шамовелловая фация подводной банки), закономерно слагающие восточные части шиханов Юрак-Тау, Шак-Тау и Тра-Тау. Расположением мшанковых и шамовелловых фаций на всех шиханах в швагериновое время определяются области более мелководные и более глубоководные. Чрезвычайно показательно, что участки развития рифовых фаций и мелководных детри-

тусовых осадков оказываются расположенными на южных склонах и, как и в Ишимбайском районе, приуроченными к областям, наиболее тектонически подвижным.

Фации подводных возвышенностей северных участков, как и ранее, резко отличаются от близких фаций Шиханской зоны. На юго-востоке Куганакского массива, в районе Катеньки, на Карлинском, Пастушинском и Николаевском поднятиях преобладает сходная фация сизо-серых (более светлых на Куганаке) плотных афанитовых или органогенно-шламмовых известняков, то с большей, то с меньшей глинистостью, с довольно богатыми и разнообразными органическими остатками, среди которых преобладают шамовеллы, мшанки, фузулиниды, брахиоподы, различные мелкие фораминиферы, реже — сгустки синезеленых водорослей и пластины гидрактиноидов (последние обнаружены в инкрустационных известняках биогермного типа на юго-востоке Куганакского массива). Переслаиваются эти известняки с доломитами и мергелями. Мергели не наблюдались в Шиханской зоне, и, может быть, такой фациальный переход указывает на большую глубину образования этой северной разновидности фации подводной банки. К этому следует еще добавить обычные для верхней зоны голубые кремни на Пастушинке и Николаевке. С другой стороны, на Карлинском поднятии, особенно на его юго-западной части, наблюдаются нередкие прослои оолитов и глинистые галечки в осадках верхней зоны, указывающие на неоднократное обмеление водоема.

Фации иных участков морского дна освещены тем же небольшим числом точек. К фации склона подводной банки относятся слоистые фузулиновые и органогенно-обломочные известняки в небольшой синклинали на юге Юрак-Тау, светлые, богатые органическими остатками известняки к западу от Тра-Тау, мелкодетритусовые известняки с мелкими галечками на юго-западе Куганака.

Более глубокие части склона охарактеризованы на северо-востоке и на юго-западе Тра-Тау органогенно-шламмовыми, тонкозернистыми и глинистыми известняками.

Значительной глинистостью и окремнением отличается фация подножий подводной банки к востоку от Тра-Тау и в районе дер. Орловки.

Более отчетливо начинает выделяться фация эпиконтинентального моря (аллагуватовская фация) к западу от полосы рифов по фузулиновым доломитизированным известнякам к западу от Тра-Тау и к западу от Куганака.

Следует отметить еще фации Юлдашева и Кинзебулатова, наиболее южных пунктов с верхнешвагериновыми осадками, хотя эти фации и не укладываются в общую схему. В Юлдашеве преобладают доломиты с прослоями детритусовых известняков, в нижней части — глинистые и битуминозные. Богатые органические остатки и карбонатный состав осадков позволяют считать их осадками мелкого моря, а не глубокого, как обычно принято было считать.

В Кинзебулатове осадки верхнешвагеринового времени ложатся с большим перерывом на псевдофузулиновый горизонт. Как в присводовой части структуры, так и на западном крыле эта зона представлена глинистыми известняками и мергелями мелководной фации с довольно богатыми и разнообразными органическими остатками. На южном и восточном крыле преобладают глинистые породы, необычные для швагеринового горизонта; возраст их не мог быть датирован фузулинидами.

Фации тастубского времени

Фации тастубского времени изучены наиболее полно по очень большому числу разрезов и естественных обнажений, притом по наиболее детальным

стратиграфическим единицам. Отмеченное уже в верхнешвагериновое время усиление и учащение пульсационных движений продолжается и в тастубское время, вызывая очень частую фациальную смену осадков по простираанию и по разрезу. В то же время общий характер комплекса фаций — литотопов — сохраняется на больших расстояниях, что облегчает сопоставление разрезов по очень дробным временным единицам. Существенное отличие тастубских фаций от швагериновых заключается в более частых явлениях сокращения мощностей, выпадения частей разреза и перемыва ранее отложившихся осадков в связи с местными положительными движениями. Такие явления особенно отчетливо выражены на южном окончании Шиханской зоны и на поднятиях восточной Карлинско-Кинзебулатовской полосы.

В Ишимбайском районе фации изучены по очень дробным отрезкам времени, поэтому рассмотрение их начнем с этого района.

Фации раннетастубского времени Ишимбайского района

В пределах нижней зоны на большой площади массивов (за исключением северной группы их) хорошо выдерживается трехчленное деление зоны. Эти части зоны не имеют руководящих форм и являются лишь фациями.

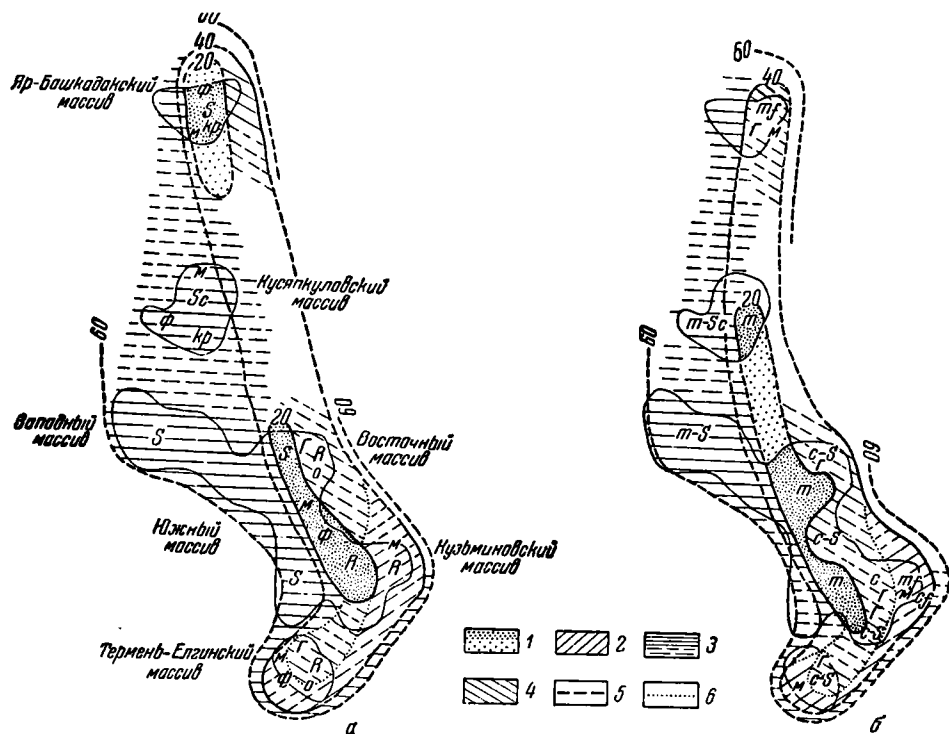
Нижняя часть нижней зоны, или слои с преобладающими ругозофузулинами

Для слоев с преобладанием ругозофузулин особенно характерно наиболее широкое развитие фаций отмелей, что свидетельствует о резких положительных движениях в начале тастубского времени. Прекрасным подтверждением этого служит указанный О. А. Липиной (1949) четко выраженный минимум в количестве мелких фораминифер, падающий на это время, и сокращение площади их распространения, что также рассматривается этим автором как признак обмеления бассейна. Вывод этот достаточно обоснован, и аргументы в его пользу, опирающиеся на анализ большого фактического материала, проведенный Липиной, вполне убедительны.

Фации отмелей особенно типично выражены почти на всей площади Кузьминовского массива, за исключением восточной его оконечности (фиг. 3, а), затем на большей восточной половине Восточного массива и на значительной площади Яр-Бишкадакского массива. Такого широкого распространения этой фации не наблюдается ни в какое иное время. Характерен для нее известковый песок (иногда гидрактиноидный), окатанный гравий из фузулин, мелких фораминифер и илистого известняка, а также копрогенно-сугликовые известняки с мелкими фораминиферами. Мелкие фораминиферы сравнительно бедны по числу видов. Фузулиниды представлены главным образом массовыми ругозофузулинами (с преобладанием форм с уплотненным скелетом) и видами группы *Pseudofusulina sulcata*. При этом на северных массивах среди последних отмечается преобладание форм с уплотненным скелетом, что, возможно, связано с сильным движением воды. Мощность осадков этой фации меньше мощности рифовой фации.

Рифовая фация в виде мшанковых биогермов с брахиоподовыми банками имеет ограниченное распространение лишь на Термень-Елгинском и на востоке Восточного и Яр-Бишкадакского массивов, где развиты мицциево-гидрактиноидные биогермы, а также на восточной окраине Кузьминовского массива. Из фузулинид в этой фации преобладают ругозофузулины. На остальной площади массивов развита фация подводного

плато с разнообразными органогенно-обломочными (среди последних чаще мшанковые, фузулиновые и криноидные органогенно-обломочные известняки) и реже биоморфными разностями. Среди фузулинид господствуют группы *Pseudofusulina sulcata*.



Фиг. 3. Распределение биоценозов фузулинид и фаций нижней зоны тастубского горизонта на массивах Ишимбайского района:

а — слои с преобладающими роговофузулинами; б — слои с *Pseudofusulina conspicua* и *Ps. moelleri*

1 — фация отмелей (частые точки — по фактическим данным, редкие — предположительно); 2 — фация мшанкового рифа; 3 — фация склона подводной банки (сплошные линии по фактическим данным, прерывистые — предположительно); 4 — фация гидрактиноидного рифа; 5 — изобаты; 6 — границы фаций и биоценозов

R — биоценоз с преобладающими роговофузулинами; S — биоценоз с преобладанием группы *Pseudofusulina sulcata* и обильными роговофузулинами; Sc — с преобладанием уплотненных форм группы *Pseudofusulina sulcata*; c — с *Ps. conspicua*; c — S — с *Ps. conspicua* и с группой *Ps. sulcata*; m — с *Ps. moelleri*; m — S — с *Ps. moelleri* и с группой *Ps. sulcata*; m — Sc — с *Ps. moelleri* и с уплотненными формами группы *Ps. sulcata*; mf — с преобладанием уплотненных форм группы *Ps. moelleri*; mf — cf — то же групп *Ps. moelleri* и *Ps. conspicua*

Преобладающие группы организмов: Г — гидрактиноиды; М — мшанки; О — миции; Ф — фузулиниды; КР — криноиды

Средняя часть нижней зоны — слои с *Pseudofusulina conspicua* и *Ps. moelleri*

Для средней части зоны характерно наибольшее распространение рифовой фации. Четко выделяются обе подфации: гидрактиноидная и мшанковая. Первая распространена более широко, занимая часть Термень-Елгинского массива (фиг. 3, б), центральную часть Кузьмининского массива, значительную часть Южного, северо-восточную Восточного и восточную Яр-Башкадакского массивов. Мшанковая подфация имеется лишь по восточной окраине Кузьмининского массива и на юге Термень-Елгинского.

Гидрактиноидная рифовая фация охарактеризована очень типичным биоценозом фузулинид, среди которых преобладает группа *Pseudofu-*

sulina conspicua со вздутой, сильно укрепленной раковинкой (благодаря развитию эндоскелета, усилению складчатости и сужению апертуры). В чистом виде этот биоценоз хорошо выражен в центральной части Кузьминовского массива. На других участках распространения гидрактиниоидной фации к группе *Pseudofusulina conspicua* примешиваются еще формы группы *Ps. sulcata* и ругозофузулины. Наиболее характерными формами этого биоценоза являются: *Pseudofusulina conspicua* Raus., *Ps. conspicua forma firma* Raus., *Ps. conspicua forma firmissima* Raus., *Ps. mirabilis* Raus., *Ps. moelleri forma firma* Raus. Последняя форма преобладает в этой фации на Яр-Бишкадакском массиве, где имеется смешанный гидрактиниоидно-мшанковый биогерм.

Мшанковая рифовая фация дает близкий комплекс (*Ps. moelleri forma firma* Raus., *Ps. conspicua forma firmissima* Raus.), но в большом количестве появляется *Ps. ishimbajevi* var. *correcta* Korzh. из группы *Ps. sulcata*, что, повидимому, связано с несколько большей глубиной образования мшанкового биогерма. Не вызывает сомнений принадлежность фузулинид указанных фаций к биоценозу этих участков.

Фация отмелей занимает подчиненное место и отмечена лишь на нескольких участках в центральной и восточной частях массивов. Фузулиниды в этой фации, повидимому, не являются лишь танатоценозом, т. е. захороненным в этой фации биоценозом рифовой фации, как это иногда наблюдалось в нижней части зоны по ясным признакам переотложения фузулинид: хотя фация отмелей средней пачки расположена в непосредственном соседстве с рифовой фацией, но фузулиниды фации отмелей отличаются иным составом, а именно преобладанием группы *Ps. moelleri* s. str. над группой *Ps. conspicua* и значительным разнообразием комплекса (*Ps. lutuginiformis*, группа *Ps. sulcata*, ругозофузулины).

Фация подводного плато охарактеризована в средней пачке слабо, лишь по нескольким точкам Западного и Кусяпкуловского массивов. Характерна для фации, так же как и для фации отмелей, группа *Pseudofusulina moelleri*, но к ней в большом количестве примешиваются еще представители группы *Ps. sulcata*, затем *Ps. lutuginiformis* и ругозофузулины. Среди сулькат характерны уплотненные формы, особенно на Кусяпкуловском массиве (*Ps. composita* var. *compositissima* Raus.).

Мощности отдельных фаций дают небольшие колебания, причем наибольшими мощностями отличаются рифовые.

Верхняя часть нижней зоны — слои с *Pseudofusulina moelleri forma firma* и ругозофузулинами

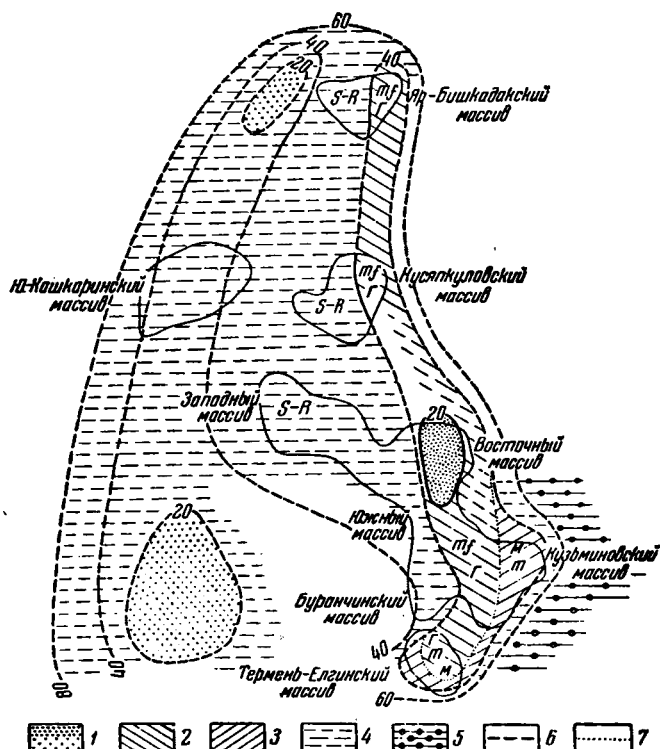
Верхняя часть нижней зоны характеризуется значительным сокращением площади рифовой фации и отмелей (фиг. 4), что говорит о дальнейшем углублении бассейна в это время. И по распространению мелких фораминифер средняя и верхняя части нижней зоны знаменуют собой время некоторого углубления.

Рифовая фация представлена обеими разностями: гидрактиниоидным и гидрактиниоидно-мшанковым биогермом. Но для обеих характерно уже преобладание *Pseudofusulina moelleri* над *Ps. conspicua*, что в средней части подзоны мы наблюдали лишь в более глубоководном мшанковом биогерме. При этом в гидрактиниоидном биогерме из группы *Ps. moelleri* преобладают уплотненные формы. Обычны в этой фации различные сулькаты, но вновь в большом количестве появляются ругозофузулины. Распространена рифовая фация приблизительно на тех же участках, что и в предшествующее время, но на меньшей площади.

Фация отмелей отмечена лишь на одном участке — на востоке Восточного массива.

Фация подводного плато охарактеризована лишь на Западном и Кусяп-куловском массивах. Комплекс фузулинид обычный для этой зоны, но с заметным уменьшением представителей группы *Ps. moelleri*.

Следует отметить еще распространение наиболее характерных фаций нижней зоны вне области массивов, где не удалось расчленить зону на три пачки. Распространение комплекса этих фаций, или литотопа, для всей нижней зоны в целом на площади вне массивов дано на фиг. 4.



Фиг. 4. Распределение биоценозов фузулинид и фаций слоев с *Pseudofusulina moelleri* var. *firma* нижней зоны тастубского горизонта на массивах и всей нижней зоны на остальной площади Ишимбайского района:

1 — фа́ция отмелей (частые точки — по фактическим данным, редкие — предположительно); 2 — фа́ция гидрактиниоидного рифа; 3 — фа́ция мшанникового рифа; 4 — фа́ция склона подводной банки; 5 — фа́ция сильных течений; 6 — изобаты; 7 — границы фа́ций и биоценозов

т — биоценоз с *Pseudofusulina moelleri*; mf — биоценоз уплотненных форм группы *Ps. moelleri*; S-R — биоценоз группы *Ps. sulcata* и ругофузулиин.

Преобладающие группы организмов: Г — гидрактиниоиды; М — мшанки

Фа́ция отмелей отмечена по сводовой части Кажакского поднятия и в районе Аллагуватово. В последнем пункте широко развиты также биоморфные осадки, с богатым органическим миром подводного плато, на котором процветали кораллы, ми́дии, мшанки, указывающие на широкое участие рифообразователей в создании осадков даже Аллагуватовского района. Но все же гидрактиниоиды в Аллагуватове не обнаружены. Повидимому, в нижнетастубское время Аллагуватовский район был также вовлечен в положительные движения всего района и находился в условиях, близких к условиям области массивов. Но меньшие мощности и иной литологический и фаунистический состав нижней зоны Кажак свидетельствуют об ином режиме полосы Кажакского поднятия, чувствовавшемся уже и в это время.

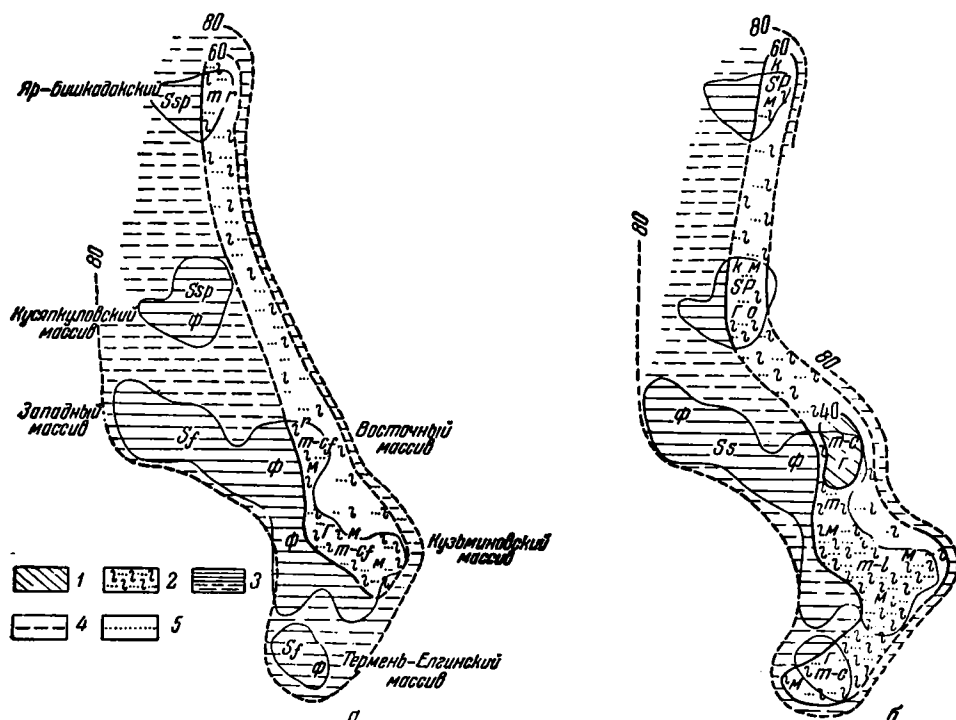
Фации течений наблюдаются к востоку от Ишимбайского подводного плато. Характерные признаки их такие же, как и для той же фации швагеринового времени.

Фации среднетастубского времени Ишимбайского района

В средней зоне по распространению основных литологических типов и биоценозов фузулинид удалось на площади массивов выделить также три пачки слоев.

Нижняя часть средней зоны — слои с *Pseudofusulina moelleri*, *Ps. conspicua forma firma*, *Ps. ishimbajevi* var. *correcta* и *Ps. rauseri*

Нижняя пачка характеризуется наиболее мелководными осадками, по сравнению с остальными частями зоны, что выражается в относительно



Фиг. 5. Распределение биоценозов фузулинид и фаций средней зоны тастубского горизонта на массивах Ишимбайского района:

а — слои с *Pseudofusulina conspicua forma firma* и *Ps. ishimbajevi* var. *correcta*; б — слои с *Ps. sulcata* и *Ps. lutuginiformis*

1 — фация гидрантиноидного рифа; 2 — фация подводной банки; 3 — фация склона подводной банки (сплошные линии — по фактическим данным, прерывистые — предположительно); 4 — изобаты; 5 — границы фаций и биоценозов.

т — cf — биоценоз с *Pseudofusulina moelleri* и *Ps. conspicua forma firma*; тг — биоценоз с *Ps. conspicua forma firma* и *Ps. mirabilis*; Sf — биоценоз группы *Ps. sulcata* с преобладанием *Ps. correcta* и *Ps. rauseri*; Ssp — биоценоз новых форм группы *Ps. sulcata*; т — с — биоценоз с *Ps. moelleri* и *Ps. conspicua*; т — биоценоз с *Ps. moelleri*; т — l — биоценоз с *Ps. moelleri* и *Ps. lutuginiformis*; S — P — биоценоз группы *Ps. sulcata* и *Paraschwagerina*; Ss — биоценоз с *Ps. sulcata* s. str. Преобладающие группы организмов: Г — гидрантиноиды; М — мшанки; О — миции; К — кораллы; Ф — фузулиниды

еще значительном развитии рифовых фаций, в появлении биоценоза *Pseudofusulina conspicua* и в сокращении числа видов мелких фораминифер. По сравнению с осадками нижней зоны, осадки средней зоны более глубоководные.

Рифовая фация, в виде мшанково-гидрактинOIDных биогермов, хорошо представлена на значительной площади Кузьминовского и Южного массивов (фиг. 5,а); небольшими участками она встречается на Термень-Елгинском, Восточном и, возможно, на Яр-Бишкадакском массивах. Отличием этой фации от таковой нижней зоны служит появление значительного количества спикул и более широкое распространение мшанковых ракушечников и детритусовых осадков. Из фузулинид для этой фации характерен биоценоз *Pseudofusulina conspicua* forma *firma* Raus., *Ps. conspicua* forma *firmissima* Raus., *Ps. moelleri* Schellw., *Ps. moelleri* forma *firma* Raus., *Ps. bashkirica* Korzh. Кроме того, на Кузьминовском и Восточном массивах отмечены *Ps. uralica* Krot., *Ps. electa* Sham. Остальная площадь занята фацией подводного плато. Из фузулинид преобладают формы группы *Ps. sulcata* (среди них *Ps. bashkirica* Korzh., *Ps. ishimbajevi* var. *correcta* Korzh.). В северной группе массивов отмечается преобладание форм с уплотненным эндоскелетом и распространение фузулиновых известняков. Мощность нижней пачки в рифовой фации несколько больше мощности в фации подводного плато.

Средняя часть средней зоны — слои с преобладанием группы *Pseudofusulina sulcata* и *Ps. lutuginiformis*

Рифовая фация в виде гидрактинOIDного биогерма сохранилась лишь на двух небольших участках на восточных окраинах Термень-Елгинского и Восточного массивов. Характерен для нее биоценоз фузулинид того же типа, как и в рифовой фации нижней пачки.

Фация подводного плато выражена на значительной площади массивов в виде двух разностей: первая — мшанковые ракушечники и частично, возможно, мшанковый биогерм — распространена на всем Кузьминовском массиве; вторая — кораллово-гидрактинOIDно-мициевые осадки — встречается на Южном, Кусяпкуловском и Яр-Бишкадакском массивах (фиг. 5,б).

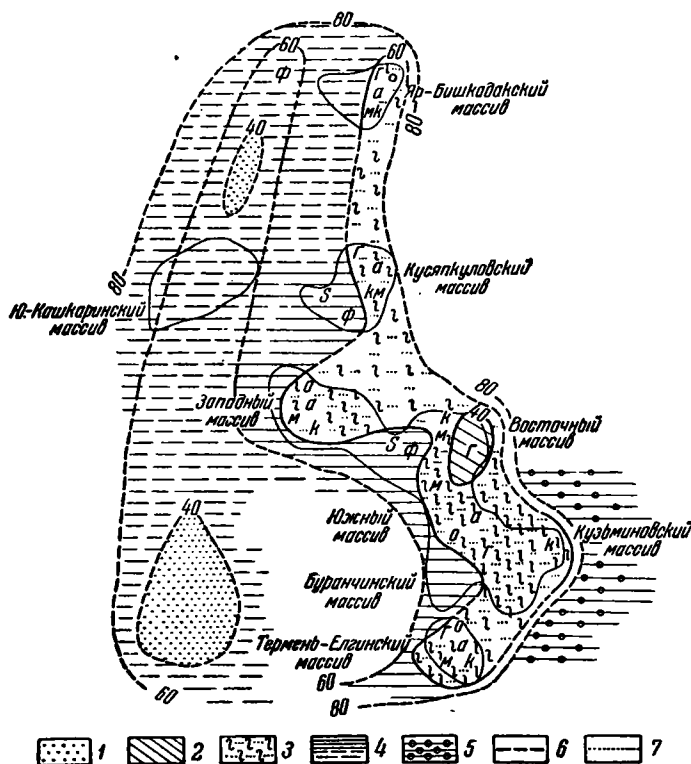
Для участка с преобладанием мшанок характерен биоценоз фузулинид с еще частыми *Pseudofusulina moelleri*, придающими рифовый облик этой фации. Возможно, что в данном случае характер биоценоза фузулинид является более чутким показателем фаций, чем наши грубые методы литолого-фаунистического исследования, бессильного во многих случаях установить первичные признаки осадка. Вполне вероятно значительное преобладание мшанковых биогермов над мшанково-органогенно-обломочными или мшанково-ракушечными осадками. Такое предположение вполне подтверждается последовательностью смены фаций по разрезу средней зоны на данном участке, проходящей от гидрактинOIDного биогерма нижней части зоны к мшанковому биогерму средней и к кораллово-гидрактинOIDно-мшанковым осадкам фации подводного плато, наблюдающейся на том же участке в верхней части зоны. Кроме группы *Ps. moelleri*, в мшанковой фации часто встречаются также *Ps. lutuginiformis* Raus. и *Ps. lutuginiformis* var. *pointeli* Raus.

В подфации кораллово-гидрактинOIDно-мициевой наблюдается пестрая смена различных типов осадков, при значительном количестве рифообразователей; например, гидрактинOIDы, с которыми всегда ассоциируются мицции, мшанки и кораллы. Особенно характерно появление последних в значительном количестве и на южной связке массивов. С кораллами ассоциируются характерные для этой подфации парашвагеринны и группа *Pseudofusulina moelleri* var. *aequalis* (Schellw.). Обычны в этой подфации *Ps. lutugini* var. *pointeli* Raus., а из группы *Ps. sulcata* наиболее частой является *Ps. bashkirica* Korzh.

Фация пологого склона покрывает остальную площадь ишимбайских массивов. Для нее особенно характерны фузулиновые известняки, в которых часто встречается *Ps. sulcata* Korzh.

Верхняя часть средней зоны — слои с *Pseudofusulina devexa* var. *acuta* Raus.

В результате продолжающегося углубления бассейна, почти на всю площадь ишимбайских массивов в конце среднетастубского времени распространилась фация подводного плато, выраженная кораллово-гидракти-



Фиг. 6. Распределение биоценозов и фаций слоев с *Pseudofusulina devexa* var. *acuta* средней зоны тастубского горизонта на массивах и всей средней зоны на остальной площади Ишимбайского района

1 — фация отелей; 2 — фация гидрактиноидного рифа; 3 — фация подводной банки; 4 — фация склона подводной банки (сплошные линии) — по фактическим данным, прерывистые — предположительно; 5 — фация сильных течений; 6 — изобаты; 7 — границы фаций и биоценозов

a — биоценоз с *Pseudofusulina devexa* var. *acuta* и *Paraschwagerina*; s — биоценоз с группой *Pseudofusulina sulcata*

Преобладающие группы организмов: Г — гидрактинины; М — мшанки, О — мшанки, К — кораллы; Ф — фузулины

ноидно-мшанковым сообществом, занимавшим в предыдущее время лишь более глубокие участки подводного плато (фиг. 6). Литолого-палеонтологические признаки этой фации те же; среди фузулинид преобладают также парашвагеринины, *Pseudofusulina moelleri* var. *aequalis* Schellw., *Ps. lutuginiformis* var. *pointeli* Raus. и особенно характерные для этих слоев *Pseudofusulina devexa* и *Ps. devexa* var. *acuta* Raus., в других районах, повидимому, распространенные в пределах всей средней зоны. Этот своеобразный комплекс является прекрасным маркирующим признаком и

позволяет с большой точностью отбивать кровлю средней зоны, что и было с успехом использовано нами для построения структурной карты и профилей.

Рифовая фация в виде гидрактиниоидного биогерма имеется только на очень небольшом участке восточного края Восточного массива. Здесь присутствуют *Ps. moelleri* Schellw. и *Ps. conspicua* Raus.

Фация пологого склона подводного плато почти не установлена на массивах, за исключением небольшого участка на Восточном массиве. Характерна для нее группа *Ps. sulcata*.

По остальным участкам Ишимбайского района мы не располагаем детальной фациальной характеристикой по таким же дробным единицам. Все же отметим наиболее характерные фациальные признаки литотопа по средней зоне в целом.

В пределах Аллагуватово и Южной Кашкары преимущественно развита фация пологого склона подводного плато. Кажакское поднятие выделяется своими мелководными осадками, среди которых отмечена фация отдели в ряде точек по осевой части поднятия.

В Смакаевском районе осадки этого времени наблюдаются лишь местами и могут быть отнесены к фации пологого склона, что говорит о еще слабой дифференциации глубин вдоль восточного края Ишимбайской подводной банки.

Фашии позднегастубского времени Ишимбайского района

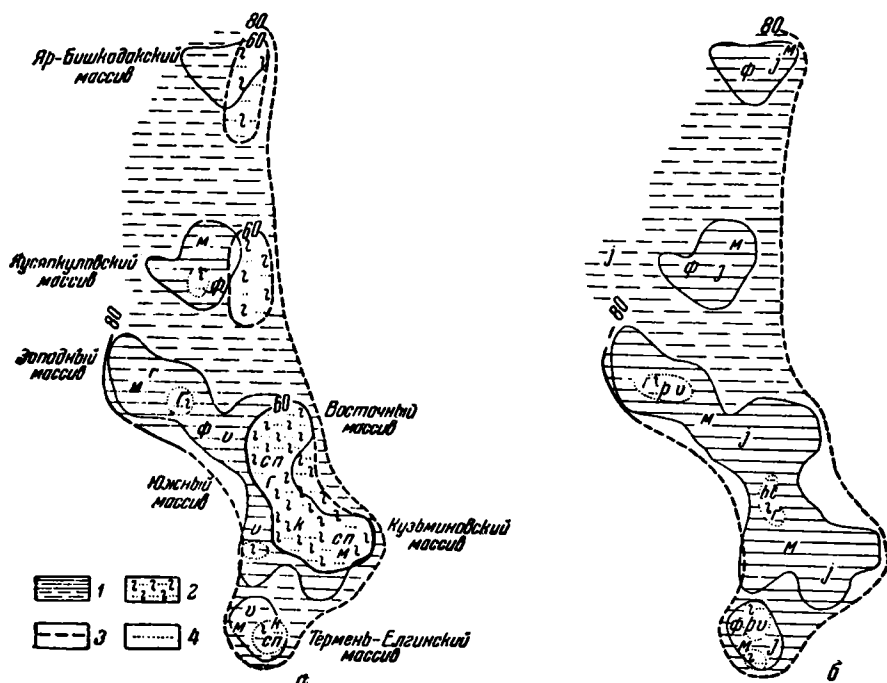
В пределах верхнегастубской зоны удастся рассмотреть распределение фаций в Ишимбайском районе также по трем пачкам, имеющимся даже вне Ишимбайского района. Общий характер колебательных движений, отражающихся на распределении фаций, тот же и в верхней зоне, но период их значительно сокращен. Нижняя часть зоны характеризуется более мелководными осадками, чем в конце средней зоны, хотя и в близких фациях; средняя часть верхнегастубской зоны является временем значительного углубления, за которым вновь следует поднятие и обмеление, возможно большее, чем в начале этой же зоны. Этот ускоренный ритм колебательных движений и нарастание их амплитуд резко отличает верхнюю зону от двух нижних.

*Нижняя часть верхней зоны — слои с *Pseudofusulina confusa* и *Ps. reticulata**

На значительной площади массивов (почти на всем Кузьминовском, на большей части Южного и на восточной части Восточного и Яр-Биш-кадакского, а также небольшими островками на Термень-Елгинском, Буранчинском, Западном и Кусяпкуловском) распространена фация подводного плато. Литолого-фаунистическая характеристика ее близка к характеристике нижележащих пачек, но более резко выражено частое присутствие различных рифообразователей, образующих, по всей вероятности, маломощные биогермы. Заметное сокращение числа мелких фораминифер свидетельствует об обмелении бассейна и об изменении фаций в сторону рифовых осадков. Появление с начала верхнегастубского времени большого количества различных прикрепляющихся (табл. III, фиг. 1; табл. IV, фиг. 4), обволакивающих и сверлящих водорослей также подтверждает мелководность фаций этих слоев. Все вышесказанное, вместе с сокращением площади этой фации при переходе от средней зоны к верхней и с резкой сменой фауны на границе этих двух зон, позволяет нам предполагать заметные положительные движения в начале верхнегастубского времени.

Весьма характерен фузулинидовый комплекс этой фации, состоящий из крупных, вздутых, сильно складчатых *Pseudofusulina confusa* Raus., *Ps. paraconfusa* Raus., *Ps. pulchra* Kir., группы *Ps. urdalensis* Raus. и др.

На остальной площади массивов распространена фация пологого склона, выраженная мшанково-органогенно-обломочными и фузулинидовыми известняками (в северной группе массивов последние преобладают) с более разнообразными, хотя тоже обедненными, мелкими фораминиферами, с более редкими водорослями (чаще синезелеными) и с длинными



Фиг. 7. Распределение биоценозов фузулинид и фаций верхней зоны тасубского горизонта на массивах Ишимбайского района:

а — слой с *Pseudofusulina confusa*; б — слой с *Ps. jaroslavlensis*
 1 — фация склона подводной банки (сплошные линии — по фактическим данным, прерывистые — предположи тельно); 2 — фация подводной банки; 3 — изобаты; 4 — границы фаций и биоценозов. сп — биоценоз с *Pseudofusulina confusa*; v — биоценоз с *Ps. verneuili*; r — биоценоз с *Ps. reticulata*; j — биоценоз с *Ps. jaroslavlensis*; pv — биоценоз с *Ps. paraverneuili*; bl — биоценоз с *Ps. paraverneuili* и *Ps. blochini*
 Преобладающие группы организмов: Г — гидрактиниоды; М — мшанки; К — кораллы; Ф — фузулиниды

веретеновидными фузулинидами. Среди последних преобладают *Pseudofusulina reticulata* Kir., *Ps. jaroslavlensis* Viss., *Ps. jaroslavlensis* var. *fraudulenta* Kir. и др. (фиг. 7,а).

Средняя часть верхней зоны — слой с *Pseudofusulina jaroslavlensis* и *Ps. fixa*

В средней части зоны наблюдается почти полное исчезновение фации подводной банки и почти повсеместное распространение органогенно-обломочных известняков, которые можно отнести лишь к фации пологого склона банки, что говорит о значительном и наибольшем углублении бассейна за рассмотренный нами период.

Островки фаций подводной банки сохранились лишь небольшими участками на Термень-Елгинском, Южном и Западном массивах. Литолого-палеонтологические признаки те же, что и в нижней части зоны (ко-

раллы, мшанки, гидрактиниоиды, мицции, разнообразные обволакивающие, прикрепляющиеся и сверлящие водоросли, губки, бедный состав мелких фораминифер). Из фузулинид характерны наиболее укороченные формы из группы *Pseudofusulina verneuili* (*Ps. paraverneuili* Viss., *Ps. verneuili* var. *brevis* Raus., *Ps. infecta* Viss.), а также *Ps. blochini* Korzh. (фиг. 7,б).

Вся остальная площадь массивов занята однообразными отложениями фации пологого склона, представленной мшанково-органогенно-обломочными и фузулиновыми известняками с большим количеством члеников криноидей. Водоросли встречаются лишь в небольшом количестве с преобладанием синезеленых. Мелкие фораминиферы довольно разнообразны, но немногочисленны. Из фузулинид резко преобладают длинные субцилиндрические формы: *Pseudofusulina jaroslavkensis* Viss. и *Ps. verneuili* Moell.

Верхняя часть верхней зоны — слои с *Pseudofusulina blochini* и *Ps. verneuili*

Новое и довольно сильное колебание положительного знака повлекло за собой резкое изменение фаций. Наиболее глубоководные отложения склона подводной банки изменяются в фацию подводного плато, переходящую по осевой и восточной частям плато в рифовую фацию.

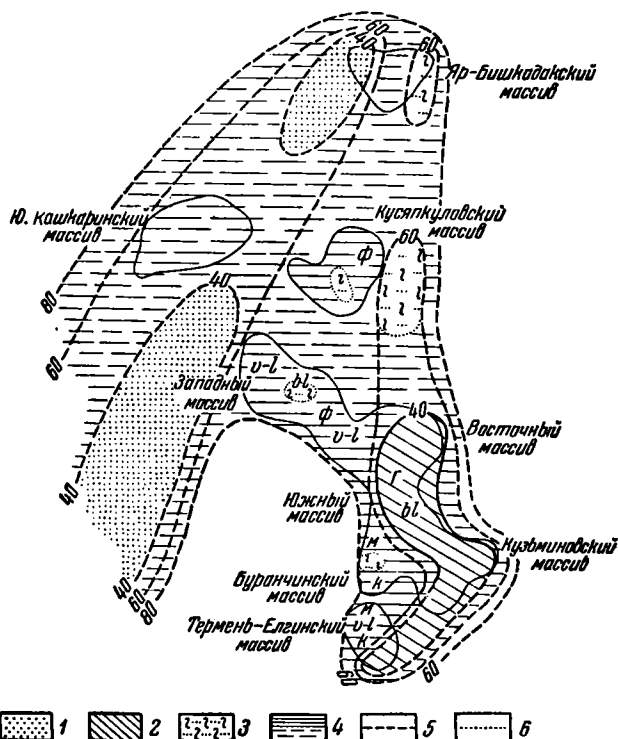
Рифовая фация представлена мшанково-гидрактиниоидным биогермом, богатым разнообразными водорослями, но без кораллов. По сравнению с предшествующими рифовыми фациями таковая верхней части наиболее мелководна, что и выражено в развитии гидрактиниоидов и отсутствии кораллов. Чрезвычайно характерен для этой фации комплекс *Pseudofusulina blochini* Korzh. и *Ps. blochini* var. *bellatula* Korzh., последних представителей «рифового» экотипа группы *Ps. moelleri*, обладателей массивных аксиальных уплотнений. Сплошное и наибольшее распространение эта фация имеет по восточной полосе массивов, на большей площади Восточного массива, по северо-восточной части Южного и на значительной части Кузьминовского массивов. Кроме того, небольшими островками эта же фация, переслаивающаяся с преобладающей фацией подводного плато, встречена на Буранчинском, Западном и Кусяпкуловском массивах. Предполагать ее можно по восточным окраинам Термень-Елгинского и Яр-Бишкадакского массивов, но там эти отложения не сохранились (фиг. 8).

Вся западная полоса массивов занята фацией пологого склона. На нем развиты разнообразные детритусовые и биоморфные осадки, образованные скелетными остатками преобладающих мшанок, фузулинид, криноидей и кораллов. На севере в большом количестве встречаются членики криноидей и фузулиниды. Из последних характерны группа *Ps. verneuili* (главным образом длинные формы), группа *Ps. jaroslavkensis* и длинные формы группы *Ps. confusa*. Мощность этой фации больше рифовой.

Фации верхней зоны вне области массивов освещены весьма слабо. Возможно, что к фации склона, но более крутого, относится нижняя часть разреза на западе Смакаевского района. Весьма любопытны фации этой зоны в районе Аллагуватово и Южной Кашкары, для которых общим является значительное сокращение мощности верхней зоны, равной всего 20—24 м. Фузулинидами, к сожалению, верхняя зона этих участков охарактеризована очень неполно. Повидимому, в Южной Кашкаре преобладает комплекс фаций западной полосы массивов. В Аллагуватове в кровле зоны имеется биоценоз *Pseudofusulina blochini* и, кроме того, в осадках зоны наблюдаются признаки мелководья (мицции, галечки), что указывает на возможные фации подводной банки и отмели. Все указанное позволяет

считать, что и в пределах Аллагуватово и Южной Кашкары конец тастубского времени отмечен также заметными положительными движениями, более резкими, чем в среднетастубское время.

В заключение нашего рассмотрения фаций верхнетастубского времени следует остановиться на мощностях отдельных фаций, или, верней, литотопов, которые можно оценить лишь суммарно по всей зоне в целом.



Фиг. 8. Распределение биоценозов фузулинид и фаций слоев с *Pseudofusulina blochini* верхней части тастубского горизонта на массивах и всей верхней зоны на остальной площади Ишимбайского района

1 — фация отмелей; 2 — фация гидрактиноидного рифа; 3 — фация подводной банки; 4 — фация склона подводной банки (сплошные линии — по фактическим данным, прерывистые — предположительно); 5 — изобаты; 6 — границы фаций и биоценозов.

bl — биоценоз с *Pseudofusulina blochini*; v — l — биоценоз с *Ps. verneuli* и *Ps. longiarca*

Преобладающие группы организмов: Г — гидрактиноиды; М — мшанки; К — кораллы; Ф — фузулиниды

Мощность верхнетастубских отложений в восточной полосе массивов, где в начале и конце этого времени распространена рифовая фация, довольно постоянна и равняется около 50 м. Значительно большая мощность той же зоны (80—110 м) наблюдается по западной полосе массивов, где имелись фации подводной банки и склона банки. В их пределах наименьшие мощности (80—90 м) отмечены на Западном массиве, средние (90—100 м) — на западной части Термень-Елги и наибольшие (100—120 м) — на Буранинском массиве. Такое увеличение мощности нерифовой фации по сравнению с рифовой наблюдается в разрезе в верхнетастубское время впервые. Объяснить это увеличение мощности детритусовых пород только заполнением осадками мелющего бассейна нельзя ни в коем случае, так как рассмотрение распространения фаций в западной полосе показало постоянство фаций и глубины бассейна в пределах каждой части зоны

и однозначность ритмических колебаний всей площади массивов в целом. Следовательно, увеличение мощности западной полосы площади массивов можно объяснить только более быстрым прогибанием западной полосы по сравнению с восточной, т. е. началом формирования Буранчинского прогиба.

Фаши тастубского времени остальных районов

Фаши подводных банок и верхних частей их склонов прекрасно выражены на всех четырех шиханах и Куганакском массиве. Биогермные осадки уже не являются господствующими в этих фашиях, редко достигают больших мощностей (не более 12 м) и обычно бывают вкраплены среди детритусовых пород. В нижней и средней зонах преобладают осадки детритусовые, мшанково-органогенно-обломочные и фузулиново-криноидные; иногда и более мелководные осадки с известковым песком и гравием. В верхней зоне особенно распространены коралловые банки, а на Куганаке — даже гидрактинοидные биогермы, что свидетельствует об обмелении бассейна в конце тастубского времени.

По отдельным шиханам и массивам можно отметить некоторые характерные отличия фаши. На Тра-Тау особенно ярко выражены прекрасные биогермные брахиоподово-мшанковые известняки с типичной инкрустационной структурой и со специфическими слоистыми, шарообразно нарастающими строматолитами, по всей вероятности, водорослей. Эта фашия протягивается широкой полосой вдоль юго-западного склона шихана, переходя к востоку в мшанково-детритусовые осадки и пересекая, вероятно, стратиграфическую границу нижней и средней зон. Ту же фашию, хотя и в угнетенном выражении, можно наблюдать на юго-восточной вершине Шак-Тау. Рифовый облик пород этой вершины дополняют гидрактинοидные биогермы, проходящие полосой почти вкрест простирания отложений нижней и средней зон (по данным Сошкиной и Хворовой). К востоку по простиранию эти биогермные фашии переходят в мшанково-органогенно-обломочные отложения с мелкими брахиоподами, а к западу — в более разнообразные породы, среди которых, кроме мшанок, преобладают фузулиниды и криноидеи, а кораллы встречаются реже. Близкая картина наблюдается на Куш-Тау и Юрак-Тау. Здесь гидрактинοидные биогермы играют подчиненную роль, образуя пятна на верхней части южного склона Юрак-Тау и у северной вершины Куш-Тау; преобладают мшанково-детритусовые породы, к северу в большом количестве появляются кораллы (Юрак-Тау), а на южных склонах появляются криноидно-фузулинидовые известняки. Для верхней зоны тастубского горизонта шиханов особенно характерны кораллы. В значительном количестве они имеются на Шак-Тау, в меньшем — на Куш-Тау и в большом количестве — на Юрак-Тау.

Наиболее мелководная фашия, близкая к фашии отмелей Ишимбая, встречена в центральной части Куганакского массива. В преобладающих сгустково-биоморфных известняках нижней зоны в значительном количестве встречаются мелкие галечки, известковый песок и окатанные органические остатки. В то же время эти осадки очень богаты мициями, переходя участками в своеобразный мициевый известняк. Фузулиниды этой фашии отличаются преобладанием группы *Pseudofusulina sulcata* над группой *Ps. moelleri*, присутствием в первой группе видов с уплотненным эндоскелетом и отсутствием группы *Ps. conspicua*. Соответствующий биоценоз известен из синхроничных осадков отмели северной группы массивов Ишимбая.

Фашии средней зоны Куганакского массива известны лишь по трем точкам и очень неполно, так как осадки отличаются своей сильной пере-

кристаллизацией, пористостью и кавернозностью. Известные нам части средней зоны представлены органогенно-обломочными известняками. Комплекс фузулинид обычный для зоны. Обращают на себя внимание крупные размеры представителей группы *Pseudofusulina moelleri*, присутствие *Ps. moelleri* var. *aequalis* Schellw. и *Ps. lutuginiformis* var. *poinтели* Raus., что говорит о наличии биоценоза фузулинид, характерного для коралловых банок этой зоны. Вполне возможно, что перекристаллизация и пористость этой зоны обусловлены большим количеством кораллов, обычно легко подвергающихся перекристаллизации.

Очень своеобразны фации верхней зоны массива, к тому же лучше изученные. Среди преобладающих биоморфных и биогермных остатков имеется до 12 м мшанкового и гидрактиноидного биогерма; по всему разрезу очень распространена инкрустационная структура и пятнистая структура массивных осадков. Их органический мир очень богат и разнообразен; мшанки и фузулиниды распространены наиболее широко, часто встречаются мицции.

Отложения верхней зоны Куганакского массива, так же как в Ишимбае и на Шак-Тау, легко расчленяются по фузулинидам на те же три подзоны: нижнюю — с группой *Pseudofusulina confusa*, среднюю — с группой *Ps. verneuili* и верхнюю — со смешанным составом фауны и с видами группы *Ps. blochini*. Но в составе этих комплексов есть свои особенности.

Группа *Ps. confusa* представлена более богатым в видовом отношении сообществом, среди которого имеются все виды, известные в Ишимбае, и ряд новых форм. В то же время реже встречаются *Ps. confusa* Raus. и *Ps. paraconfusa* Raus. Этот комплекс имеет наибольшее сходство с комплексом Аллагуватово, Южной Кашкары и Куш-Тау. От сообществ двух указанных районов куганакская ассоциация отличается большим богатством видов и новыми формами, сходными с формами Куш-Тау. Фузулиниды средней подзоны отличаются присутствием длинных форм и имеют наибольшее сходство с западной зоной ишимбайских массивов. Верхний комплекс менее характерен, чем комплекс Ишимбая, а специфичная группа *Pseudofusulina blochini* представлена нетипичными формами.

Таким образом, биоценозы всех трех пачек слоев Куганакского массива в тастубское время наиболее близки не к биоценозам центральной рифовой полосы Ишимбая, а к фации верхней части склона подводной банки в западной части массивов или даже к более глубоким частям склона (Южная Кашкара — Аллагуватово). Кроме того, в Куганакских сообществах имеются и свои отличия, повидимому, географического порядка, обнаруживавшиеся частично уже на Куш-Тау.

Прежде чем перейти к другим фациям, отметим, что маломощные биостромы тастубского возраста возникали, повидимому, временами и в полосе восточных поднятий. Так, в саргинских брекчиях Пастушинки встречены гальки биоморфных пород с тастубскими фузулинидами, а в Николаевке тастубские осадки с мицциями наблюдались даже в коренном залегании и, кроме того, мицции и гидрактиноиды в тастубских гальках.

Остановимся еще на одном важном выводе, вытекающем из анализа мелководных фаций. Несмотря на общий характер фаций подводных банок в Шиханской зоне и в Куганакском массиве, все же из распределения основных групп организмов вытекают определенные отличия разных участков, обусловленные, по всей вероятности, различной скоростью их прогибания. Так, мшанково-брахиоподовые биогермы встречены преимущественно на юге Шиханской зоны, кораллы — на северной группе шиханов, а мицциевые и гидрактиноидные биогермы особенно распространены на Куганаке.

Связь такого распределения организмов со скоростью опускания участков станет яснее после рассмотрения соответствующих мощностей осадков. На Тра-Тау мощность нижней и средней зон вместе едва ли превышает 40—50 м, т. е. является минимальной для данной фации. Замедление прогибания участка Тра-Тау в раннетастубское время, повидимому, в дальнейшем еще усилилось, что выражается в отсутствии осадков верхней зоны на самом массиве. Мощности тастубского горизонта остальных шиханов близки к средним мощностям Ишимбая, причем наблюдается их уменьшение к северу. Но на Куганакском массиве бросается в глаза необычная мощность верхней зоны горизонта, равная 110 м, при умеренных мощностях двух нижних зон. И именно к верхней зоне Куганак приурочены наиболее мощные гидрактиноидные биогермы. Так как увеличение мощностей верхней зоны Куганак происходит при сохранении однообразия мелководных фаций, можно предположить лишь одно — более быстрое прогибание этого участка по сравнению с другими. Уместно вспомнить, что фузулиниды верхней зоны тастубского горизонта Куганак обнаруживают близкое сходство с фузулинидами западной полосы Ишимбайских массивов, где также наблюдаются в это время наибольшие мощности в связи с формированием Буранчинского прогиба.

Таким образом, очевидно, что брахиоподово-мшанковые биогермы образуются при замедленном прогибании и медленном осадконакоплении, коралловые — при умеренных, а гидрактиноидные — при наиболее быстром течении тех же явлений. Морфология этих основных групп рифообразователей вполне подтверждает наблюдающиеся факты: брахиоподовые банки и мелкие корзинки мшанок должны расти наиболее медленно, колонии кораллов — быстрее, а ветвистые воздушные сооружения гидрактиноидов, повидимому, тянулись вверх наиболее быстро. На этом примере мы воочию видим, как тектонический режим, различная скорость прогибания разных участков и темпы осадконакопления отражаются на распределении фаций и особенно на их более чувствительных биотических составных частях.

Фация верхней части склона подводной банки, выраженная светлыми фузулиновыми известняками, известна на Северно-Покровском массиве и к западу от Тра-Тау.

К западу от подводных банок, как и в Ишимбае, расположена весьма своеобразная фация течений. Признаки этой фации, установленные И. К. Королук (1947) для полосы отсутствия нижеартинских отложений к западу от Ишимбайских массивов, в сходном виде обнаружены и в полосе к западу от Куганак. В четырех разрезах очень типично выражена особая копрогенно-сгустково-фораминиферовая фация. Образование этих осадков происходило в условиях значительного движения воды, по всей вероятности, течения, проходящего вдоль склона, на что указывает значительное количество известкового песка и мелких илистых и известняковых галечек, а также сильная окатанность всех органических остатков, особенно фузулинид, и наличие прикрепляющихся и обволакивающих организмов (мелкие фораминиферы и водоросли). Эта своеобразная фация достаточно богата различными органическими остатками, среди которых нередко встречаются мицции по всей полосе, вплоть до наиболее западной части, и даже гидрактиноиды (на юге). На этом основании можно полагать, что течение было слабое и проходило в мелководье вблизи формировавшейся подводной банки. С середины тастубского времени отложения в этой полосе почти неизвестны. Повидимому, течение усилилось в связи с более резким рельефом банки, и донные осадки в полосе течений не отлагались, так же как и в Ишимбае.

Еще западнее хорошо обозначается аллагуватовская фация, т. е. фация ровного или слабо наклонного морского дна восточной окраины

Русской платформы. Эту фацию можно наблюдать в наиболее западных частях Северной Покровки и Куганак (буроватые слоистые доломитизированные известняки с частыми и деформированными фузулинидами), в разрезе Кэсякэвки к западу от Куш-Тау, к западу от Тра-Тау и в Караганове. В районе Кэсякэвки вскрыты серые и буровато-серые криноидно-фузулиновые известняки всех трех зон тастубского горизонта общей мощностью около 160 м. Большая мощность осадков указывает на возможное отложение их еще на склоне банки. В районе Тра-Тау и Караганова в этой фации наблюдается участками окремнение.

К фации глубоких частей склона или подножий подводной отмели можно отнести маломощные детритусовые известняки, наблюдающиеся на юге Юрак-Тау и Куш-Тау во вторичных синклиналях. Появление глинистых частиц и спонголитов, характерных для более глубоководных отложений, наблюдается в Шиханской зоне лишь на северном и восточном склонах Тра-Тау: в первом случае детритусовые известняки и еще частые фузулиниды, повидимому, указывают на склон банки; во втором — значительное количество глинистого материала (преслои глин, мергелей) и окремнение соответствуют предполагаемой большей глубине образования осадков.

Существенное изменение в фациях тастубского времени наблюдается на поднятиях восточной зоны. Характерны для них неполнота разреза горизонта (обычно выпадают одна-две зоны), небольшие мощности осадков, даже полное их отсутствие (Карлы), появление галечек и переотложенных фузулинид и значительное количество глинистых частиц. В северных районах (Пастушинка, Николаевка) еще встречается прослоями знакомая нам по швагериновому времени фация сизых афанитовых известняков с голубыми кремнями. На Кинзебулатовском поднятии имеются 10—15 м только верхнетастубских отложений. Представлены они преобладающими буровато-серыми глинистыми известняками с прослоями доломитов и зеленовато-серых органогенно-обломочных известняков с галечками, иногда с брекчиями. Из фауны чаще других встречаются очень крупные мшанки и членики криноидей. Мшанки часто в виде крупных зоарий, без признаков повреждения нежных сеток. Нередко попадает коралловая ткань и створки брахиопод. Под микроскопом обнаружены шамовеллы, гастроподы, остракоды, мелкие фораминиферы и фузулиниды.

Эта неполная характеристика тастубских отложений восточных поднятий все же указывает на то, что и здесь отлагались мелководные отложения, но в условиях частого и многократного колебания уровня воды, причем размах этих колебаний был значительный (от осушения поверхности до кремнисто-глинисто-карбонатных фаций значительной глубины).

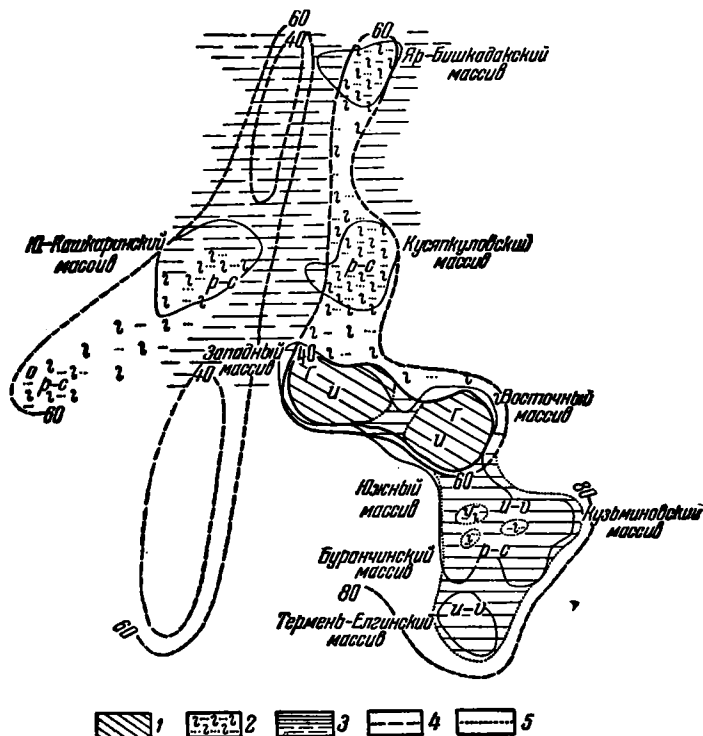
Фации стерлитамакского времени

Впервые со стерлитамакского времени ярко обнаруживается расхождение фаций в двух противоположных направлениях: с одной стороны, появившиеся в западной полосе мощные гидрактиноидные биогермы характеризуют самый верхний ярус мелководных фаций подводного плато, с другой стороны, впервые широко распространены «глубоководные» фации аргиллитов с радиоляриями, рыбными и растительными остатками. Причиной этому является резкое оживление тектонических движений, начало которых чувствовалось уже в поздне-тастубское время. Так, в Ишимбайском районе заметное влияние на расположение фаций оказывают более быстрое прогибание западной полосы массивов, втянутой в образование Буранчинского прогиба, и, возможно, несколько иной темп общего опускания широтных полос. Кроме того, вероятны более

резкие поднятия всего Ишимбайского района, особенно его восточной части, в конце тастубского и в начале стерлитамакского времени.

Фации нижней части стерлитамакского горизонта в Ишимбайском районе отличаются значительным разнообразием, что и выражается соответственно в фузулиновых биоценозах.

Рифовая фация, с преобладанием гидрактиноидных биогермов над мшанковыми, хорошо выражена почти на всей площади Западного и Восточного массивов, в широкой полосе, разделяющей Ишимбайский



Фиг. 9. Распределение биоценозов фузулинид и фаций нижней части стерлитамакского горизонта Ишимбайского района

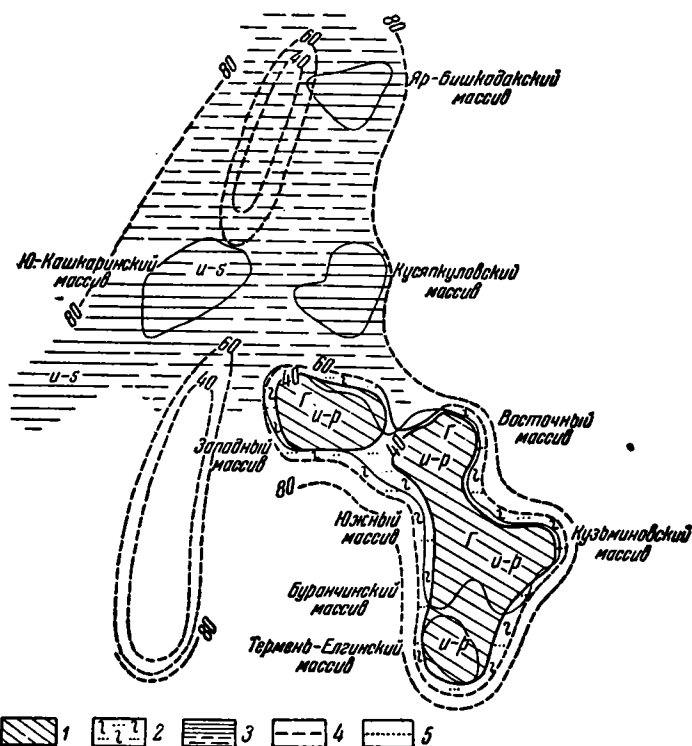
1 — фация гидрактиноидного рифа; 2 — фация подводной банки; 3 — фация склона подводной банки (сплошные линии — по фактическим данным, прерывистые — предположительные); 4 — изобаты; 5 — границы фаций и биоценозов.

u — биоценоз с *Pseudofusulina urdalensis*; p — c — биоценоз групп *Ph. plicatissima* и *Ps. callosa*; u — v — биоценоз групп *Ps. urdalensis* и *Ps. verneuili*. Преобладающие группы организмов: Г — гидрактиноиды; О — мшечки

район на две части. Характерны для этой фации массовые крупные, вздутые и сильно складчатые *Pseudofusulina urdalensis* Raus. и его варианты, а также *Ps. plicatissima* Raus. (фиг. 9).

В северной части, включая сюда Южно-Кашкаринский и Аллагуватовский районы, обширное пространство занимает литотоп подводной банки. Из рифообразователей на этой банке распространены гидрактиноиды (табл. I, фиг. 1, 2, 4, 5), мшанки, кораллы. Нередки мицции, шамовеллы, остракоды. Мелкие фораминиферы довольно бедны и редки, фузулиниды встречаются только гнездами. Из последних характерны те же формы, что и в рифовой фации, но к ним присоединяются разнообразные виды, среди которых наиболее типичны для фации подводной банки *Pseudofusulina callosa* Raus. и *Ps. callosa* var. *proconcauata* Raus. В южной половине Ишимбайского района фация подводной банки встречена лишь

небольшими островками среди широкого поля фаций пологого склона, а именно на Буранчинском, Кузьминском и Южном массивах. Признаки ее те же, что и на севере. Литотоп пологого склона, характерный для южной половины, свидетельствует о большей глубине бассейна в это время на юге массивов. В разнообразных детритусовых породах этого литотопа выделяются значительным содержанием шамовеллы и спиккулы губок. Биоценозы фузулинид отличаются разнообразием и частым присутствием характерной *Ps. ordinata* Kir., а также видов группы *Ps. verneuili*.



Фиг. 10. Распределение биоценозов фузулинид и фаций верхней части стерлитамакского горизонта Ишимбайского района

1 — фация гидрантиноидного рифа; 2 — фация подводной банки; 3 — фация склона подводной банки (сплошные линии — по фактическим данным, прерывистые — предположительно); 4 — биоценоз; 5 — границы фаций и биоценозов
 u — p — биоценоз с *Pseudofusulina urdalensis* и *Ps. plicatissima*,
 u — s — биоценоз с *Ps. urdalensis* и *Ps. sulcatiformis*
 Преобладающие группы организмов: Г — гидрантиноиды

Во второй половине стерлитамакского времени дифференциация фаций достигает в Ишимбайском районе еще большего размера. Повидимому, контуры Ишимбайской подводной банки в это время были уже достаточно четко намечены и приближались к контурам изолинии — 900. Склоны этой банки стали более крутыми, и с этих пор, возможно, началось отделение северных массивов от основной связки.

Развитие рифовой фации наблюдается только на площади южной связки массивов. Показанная на карте (фиг. 10) площадь распространения рифовой фации по существу является областью рифового литотопа этого времени, так как рифовая фация за это время неоднократно сме-

нялась фацией подводного плато. Основными типами осадков этого литотопа являются гидрактиниодные и мшанковые биогермы, переслаивающиеся с органогенно-обломочными и биоморфными осадками. Фузулиниды в этой фации встречаются лишь спорадически.

Фации пологого склона широко развиты на северных массивах, и, кроме того, к ней же можно отнести отложения Южной Кашкары и Аллагуватова. Осадки этих участков представлены различными органогенно-обломочными разностями, еще богатыми органическими остатками.

Фации Смакаева и Западного Буранчина, повидимому, правильно считать фациями крутого склона, куда еще в достаточном количестве сносился органический детрит и даже фузулиниды из более мелководного биотопа, но где в то же время оседал уже и тонкозернистый ил.

По остальным районам изученной территории верхний ярус рифовой фации в виде мощных постреек гидрактиниодных рифов прекрасно выражен на Шак-Тау и Куш-Тау, но на Юрак-Тау он отсутствует, замещенный мшанковыми биогермами с кораллами. Мощност гидрактиниодного биогерма на Шак-Тау не менее 100 м, на Куш-Тау, по Хворовой, он образует две пачки по 30 м, переслаивающиеся с детритусовыми породами. При этом в последних Хворова отмечает увеличение к северу количества фузулинид и криноидей, а к югу — мшанкового детрита, переходящего в мшанковый биогерм. Гидрактиниодные известняки Шак-Тау переходят к востоку по простиранию в мшанково-органогенно-обломочные осадки с мелкими брахиоподами, являющиеся уже фацией склона. Весьма любопытно появление рифовой фации к западу от Тра-Тау. Светлые органогенные известняки, по Д. Ф. Шамову, с богатой и разнообразной фауной фузулинид относятся, по всей вероятности, только к нижней зоне стерлитамакского горизонта. В значительном количестве встречаются мшанки, различные водоросли, изредка гидрактиниоды, что придает осадкам облик фации подводной банки.

На северных массивах, Куганаке и Северной Покровке также наблюдаются биогермные фации, но эти осадки сильно разрушены последующей эрозией, и представление о них дают лишь обломки в саргинских брекчиях. На Куганакском массиве вскрывается лишь небольшая часть стерлитамакских отложений, сильно заглазованных и разрушенных выветриванием. Но несомненно, что ранее площадь распространения и мощность стерлитамакских отложений были значительно больше. Аргументировать это утверждение можно мощной брекчией из продуктов разрушения досаргинского Куганакского массива, значительно превосходящего современный. Эта брекчия отлагалась в саргинское время широкой полосой у юго-восточной окраины массива и вскрывается в районе Дмитровки. Мощность брекчий местами достигает 50 м. По сделанному нами подсчету около $\frac{1}{3}$ всех обломков составляют обломки стерлитамакского возраста. Среди них очень широко распространены инкрустационные известняки с крупными мшанками, массивными и огромными фузулинидами, а также с гидрактиниодами. Типичнейшие гидрактиниодные биогермные известняки слагают пачки по несколько метров толщиной, создавая ложное впечатление коренного залегания этих осадков. Размер этих обломков и объем переотложенных пород дают вполне ясное представление о грандиозном масштабе разрушения бывшего Куганакского массива.

На Северно-Покровском массиве стерлитамакские отложения сохранились несколько лучше, но едва ли полностью. Во всех трех точках для горизонта характерны фации подводного плато. Чаще встречаются мшанковые биогермы, нередко гидрактиниоды и кораллы.

Наконец, биогермные фации появляются опять, повидимому временно, на Николаевском поднятии, о чем можно судить по галькам

стерлитамакского возраста с крупными мшанками и гидрактиноидами и с инкрустационной структурой.

Другим распространенным литотопом стерлитамакского времени является кремнисто-глинисто-карбонатный литотоп «глубокого» моря. Этот литотоп обычно выражен переслаиванием тонкослойных темных мергелей, микрослойных аргиллитов, плотных немых или мелкодетритусовых известняков, доломитов и известково-глинистых спонголитов. Из органических остатков наиболее распространены обугленные и фюзенизированные растительные остатки и споры, радиолярии, спикулы губок, тонкостенные остракоды; реже встречаются мелкие фораминиферы, чешуи рыб, обрывки мшанок, мелкие членики криноидей. В очень большом количестве в этой фации наблюдается пирит.

Наиболее глинистая фация этого литотопа с очень бедными органическими остатками появляется на юге в Юлдашеве. Фации Кинзебулатовского поднятия и его западного крыла, а также подножья Тратауской банки отличаются значительным содержанием карбонатных пород и большим разнообразием органических остатков (иногда даже фузулинид). Любопытно отметить появление битуминозных мергелей в верхней части этого литотопа к северо-востоку от Тра-Тау.

Особняком стоят фации умеренных глубин поднятий северной группы. Глинисто-карбонатные отложения стерлитамакского горизонта этих участков представлены мергелями, афанитовыми и детритусовыми известняками и доломитами. Как обычно, карбонатность этих фаций больше, чем аналогичных фаций южных поднятий. Вследствие последующего размыва осадки этой фации почти отсутствуют на Карлинском поднятии и частично лишь сохранились на Пастушинском и Николаевском поднятиях.

Из остальных фаций наиболее отчетливо выражена аллагуватовская в районе Косяковки и Караганова. Эта фация сложена серыми и буровато-серыми криноидно-фузулиновыми известняками, с редкими колониальными кораллами и окремнелыми участками; мощность ее 60—70 м. Весьма характерны прослои темных глин, наблюдающиеся в разрезе Косяковки; они говорят о поступлении уральского терригенного материала и к западу от Шиханской зоны, по всей вероятности, в связи с наступившим расчленением Шиханской подводной банки на отдельные возвышенности.

Фации бурцевского времени

Фации бурцевского времени в основном сохраняют тот же облик и то же расположение, что и в предыдущее стерлитамакское время.

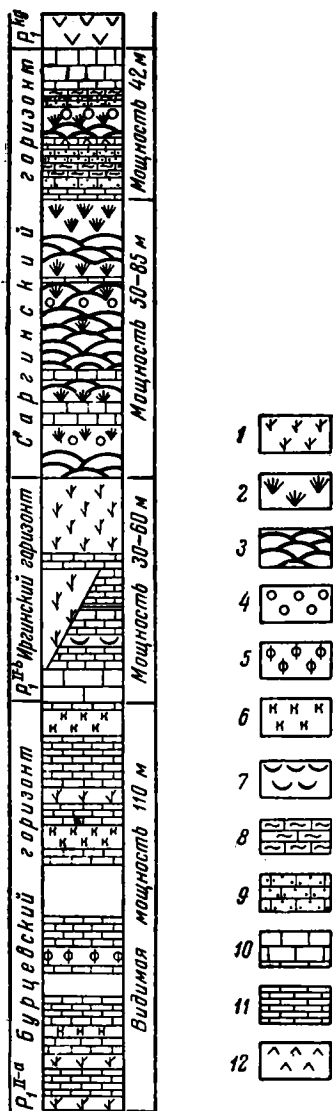
Фация подводной банки известна только по сохранившимся от размыва участкам. Так, в Ишимбайском районе рифовая фация, с явным преобладанием мшанок над гидрактиноидами, довольно широко распространена лишь на южной части массивов. Наиболее типично она выражена на Восточном и Южном массивах, поскольку об этом можно судить по распространению весьма характерного комплекса фузулинид, а также на Южно-Кашкаринском массиве, где особенно пышно процветал мшанковый рифовый биоценоз. На Западном массиве признаки этой фации менее четкие. Для юга ишимбайских массивов мы не знаем фаций бурцевского горизонта, так как отложения этого горизонта, по всей вероятности, были смыты в дальнейшем.

Самая западная часть Куш-Тау, по Хворовой, сложена 50-метровой толщей светлых, массивных, нередко инкрустированных, брахиоподово-мшанковых известняков с фузулинидами группы *Pseudofusulina concavata*, скрывающейся под аллювиальными отложениями р. Белой. В сводовой части Карагановского поднятия Шамовым условно отнесены

к бурцевскому горизонту 30 м мшанкового биогерма, обогащенного известковыми водорослями, брахиоподами и криноидеями. К востоку от Ку-
ганакского массива, в районе Дмитриевки, коренными, возможно, являются биогерм-
ные известняки с *Pseudofusulina concavitas*, видимой мощностью в 30 м. Прекрасно выражены бурцевские мшанковые био-
гермы с редкими гидрактинидами на мас-
сиве Северная Покровка.

Особые фации мелководных осадков были обнаружены в самом южном Столя-
ровском районе (фиг. 11). Часть этих фаций также можно отнести к фациям подводных банок. На этом участке бурцевский горизонт сложен в основном серыми и темносерыми плотными мелкседрити-
совыми известняками с прослоями более светлых разностей с криноидеями и фузу-
линидами, а также голубовато-светлосе-
рых мшанковых биогермных известня-
ков. Биогермы чаще встречаются в самой нижней части интервала, где к мшанкам присоединяются также кораллы. Флора и фауна этих отложений небогаты. Тоненькие нити синезеленых водорослей, редкие прикрепляющиеся водоросли и белые трубочки известковых водорослей шамовеллы встречаются по всему горизонту, чаще в биогермных осадках. Очень однообразен комплекс мелких фораминифер, среди которых редко встречаются тетратаксисы, палеотекстуляриины, нодозарии, аммодискусы и брадиины. Фузулиниды с трудом обнаружены в нескольких интервалах, и среди них определены: руково-
дящая *Pseudofusulina vissarionovae* Raus., а также *Ps. setum* Dunb. et Skin., *Ps. forakerensis* var. *conspicua* Raus., *Ps. cf. solida* var. *allaguvatovi* Raus. Кроме мшанок и члеников криноидей, нередко встречаются мелкие брахиоподы, образующие иногда брахиоподовые банки, и редко — мелкие тонкостенные остракоды.

Следует отметить сравнительную бедность и однообразие флоры и фауны бурцевского горизонта Столяровки, особенно в его нижней части, где имеются фации биогермов и где можно было бы ожидать более богатый органический мир, типа ишимбайских фаций. Напри-
мер, из характерных для биогермных фаций этого горизонта фузулинид группы *Pseudofusulina concavitas*, богато и раз-
нообразно представленных в рифовой фации более северных районов, в Столяровском районе имеется лишь один представитель — *Ps. vissarionovae* Raus. Однако особи этого вида отличаются крупными размера



Фиг. 11. Сводный разрез артинских отложений Столяровского района

1 — мшанковый биогермный известняк; 2 — «снопики»; 3 — норковый известняк; 4 — водорослевый известняк; 5 — фузулиновый и фораминиферовый известняк; 6 — криноидный известняк; 7 — брахиоподы; 8 — пелециподы и гастроподы; 9 — оолитовый известняк; 10 — биоморфный известняк; 11 — органогенно-обломочный известняк; 12 — копрогенный известняк

нообразно представленных в рифовой фации более северных районов, в Столяровском районе имеется лишь один представитель — *Ps. vissarionovae* Raus. Однако особи этого вида отличаются крупными размера

ми и признаками, присущими ишимбайской биогермной форме, что позволяет этот наиболее юго-западный биоценоз относить все же к фации подводного плато.

В Аллагуватовском районе отложения бурцевского горизонта могут быть отнесены к литотопу пологого склона, с признаками более глубокого погружения этого склона (биоценозы с фузулинидами, брахиоподами и спикулами губок и окремнение осадков).

Аллагуватовская фация хорошо выражена также в разрезах Косяковки и Караганова. Эту фацию слагают серые или бурые слоистые органично-обломочные известняки, с прослоями доломитов и с тонкими пропластками глин. Известняки участками окремнелые. Из фауны частыми являются криноидеи, мшанки, фузулиниды, спикулы губок и брахиоподы.

Кремнисто-глинисто-карбонатная фация «глубокого» моря в бурцевское время выражена сходно с предыдущим временем, но в некоторых случаях (Юлдашево, Кинзебулатово, Тратауский и Орловский районы) стратиграфическое положение этого литотопа в бурцевское время весьма условно, так как палеонтологически не датировано. На востоке от ишимбайских массивов очень тонкая слоистость мергелей и аргиллитов, тонкозернистый состав осадков, окремнение и пиритизация их свидетельствуют об образовании осадков на значительной глубине и вдали от береговой линии. Подтверждают такую фациальную обстановку также малые мощности и такие органические остатки, как радиолярии, рыбы, аммониты, редкие и очень мелкие фораминиферы, измельченный растительный детрит. Частой составной частью этих осадков являются спикулы губок, образующие нередко спонголиты. Но образ жизни губок и условия образования спонголитов не настолько ясны, чтобы на этом основании делать однозначными толкуемые фациальные выводы.

На северо-восточном склоне Тра-Тау, по Хворовой, бурцевский горизонт представлен окремнелым детритусовым известняком — 2.0 м и темным глинистым доломитом с включением кремней — 8.0 м. На периклинальном окончании Шиханской зоны (Орловка) в это время, по Шамову и Хворовой, отлагалась темная глинисто-карбонатная толща очень небольшой мощности (микрослоистые доломиты, аргиллиты и глинистые известняки с черными кремнями).

На значительной площади Шиханской зоны и на северных поднятиях (Карлы, Пастушинка, Николаевка) бурцевские отложения неизвестны. По всей вероятности, отложения осадков в это время на этих участках не происходило.

Фации иргинского времени

Значительная часть Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья была сушей в иргинское время. Более полные разрезы осадков этого времени имеются только на западе и юге территории. Органический мир всех фаций иргинского времени очень обеднен. Рифовые фации в иргинском горизонте отсутствуют; кораллы, кроме кладохонусов, и гидрактинииды не встречены. В мелководных фациях мшанки, наиболее эврибионтные формы, становятся господствующей группой и продолжают создавать еще на небольших площадях маломощные биогермы типа биостромов. Возможно в это время некоторое общее углубление бассейна; весьма вероятно резкое изменение климатического и гидрологического режима в сторону похолодания, а также уменьшение прозрачности воды в связи с усиленным сносом реками терригенного материала с поднимавшегося Урала. Повидимому, основная площадь ишимбайских массивов представляла собой фацию подводной банки, хотя и с изменившимися литологическими и биотическими признаками. Примесь глинистых частиц, преобладание

криноидей, мшанок и брахиопод и значительное количество шамовелл характеризуют эту фацию в иргинское время в Ишимбайском районе.

Фация нижнего яруса подводного плато — мшанкового биогерма — почти сплошь слагает весь горизонт в восточной части Столяровки, являющейся самым западным участком описываемой территории. Массивные светлорубые или голубые мшанковые биогермы с инкрустациями только изредка прерываются прослоями голубовато-серых детритусовых известняков. В биогермных породах в большом количестве встречаются разнообразные водоросли, особенно обволакивающие и прикрепляющиеся. Из мелких фораминифер обычны аммодиспиды и нодозарииды. В детритусовых прослоях отмечены фузулиниды, членики криноидей, брахиоподы и мелкие тонкостенные остракоды.

Та же фация мшанкового подводного плато на других участках наблюдается только в верхней части горизонта. В наиболее полном разрезе Караганова, в верхней части иргинского горизонта мощностью 75 м, водорослево-мшанковая фация образует пачки до 40 м. Эта фация представлена светлосерыми массивными известняками, в которых, кроме породообразующих мшанок и шамовелл, в большом количестве встречаются брахиоподы и пелециподы, реже членики криноидей, одиночные кораллы и гастроподы. Повидимому, верхняя часть этой же фации обнажена в карьерах Малого Шихана, где имеется около 8 м мшанковых биогермных инкрустационных известняков с редкими прослоями детритусовых известняков и с кладохонусами (*Cladochonus bolchovitinoi* Gorsky).

Ту же фацию мшанковой подводной банки, но кратковременную и в менее мощных пачках, повидимому, можно наблюдать еще в нескольких пунктах: в Забельском районе, на поднятиях Николаевки и Кинзебулатова.

В Забельском районе, к востоку от Куш-Тау, под саргинскими брекчиями вскрывается на небольшую мощность пачка, состоящая из мшанково-биоморфного и мшанково-органогенно-сбломочного известняков, переходящих кверху в своеобразный биоморфный сгустково-фораминиферово-водорослевый известняк. Богатые и разнообразные органические остатки (мелкие фораминиферы, фузулиниды, известковые губки, криноидеи, брахиоподы, разные водоросли и др.), нередкая инкрустационная структура по целым мшанковым зоариям позволяют эту фацию сопоставлять с фацией подводного плато.

В Николаевке в двух разрезах хорошо выражены мшанковые биогермы, достигающие 6 м мощности. Инкрустированные сеточки мшанок заполнены тонкозернистым известняком со спикулами и фузулинидами, характерными для иргинского горизонта.

Близкая фация биоморфных известняков, богатых мшанками, обнаружена в иргинском горизонте и в присводовой части Кинзебулатовского поднятия.

Повидимому, образование этих фаций, наиболее мелководных из фаций иргинского времени, отвечает какому-то моменту обмеления, общего для всего бассейна. Это обмеление бассейна явно чувствуется и в иных фациях. Так, в аллагуватовской фации, по разрезу Косяковки, иргинский горизонт общей мощностью 168 м в нижней половине представлен фацией детритусовых, участками окремнелых известняков с фузулинидами, криноидеями и спикулами губок, а в верхней — более мелководной фацией мшанково-органогенно-обломочных известняков. Хорошо выраженная слоистость и глинистость известняков, прослой глини и доломитов все же четко выделяют признаки аллагуватовской фации. Возможно, что к той же фации относится в Караганове нижняя 100-метровая толща детритусовых известняков, участками окремнелых, с криноидеями, спикулами губок, брахиоподами и др.

К фации пологого склона, но со значительной глубиной образования осадков, можно отнести фации района Аллагуватово. Для этого района особенно характерны фузулиновые известняки со значительной глинистостью и спонголитами. Повидимому, та же фация обнаружена в Столяровском районе к западу от фации банки. Осадки этой фации представлены плотными слоистыми органогенно-обломочными известняками серого и синевато-серого цвета, с редкими прослоями голубовато-серого мергеля до 0.5 м мощностью. Флора и фауна этих известняков довольно богатая. Из водорослей имеются шамовеллы, прикрепляющиеся и обволакивающие формы; из мелких фораминифер довольно часты палеотекстуляриины, редки тетратаксисты, брадиинны и аммодискусы; из фузулинид — *Fusulinella ornata* Viss., *Pseudofusulina kutkanensis* Raus., *Ps. urasbajevi* var. *speciosa* Raus. и др. Кроме того, встречаются спиккулы губок, членики криноидей (часто), разнообразные и многочисленные мшанки, брахиоподы (часто), образующие банки крупных форм типа *Productus cora*; более редки довольно крупные остракоды. Отсутствие окремнения, доломитизации и небольшое количество терригенного материала отличают эту фацию от аллагуватовской.

Фации «глубокого» моря известны по небольшому числу уже ранее упоминавшихся точек. В районе Смакаева характер их тот же, что и бурцевского литотопа. Отличительным признаком является более темный цвет, фосфатизация в верхней части иргинских отложений органических остатков, особенно рыб, и фосфатизованные включения и корочки. Повидимому, это указывает на изменение гидрологических условий, на движения водных масс. В Юлдашеве к иргинским фациям, возможно, относится часть кремнисто-глинисто-карбонатной толщи, более богатая карбонатными прослоями и органическими остатками. В органогенно-шламмовом известняке верхней части пачки, кроме обычных радиолярий и спиккул губок, встречаются нодозарии, глобивальвулины и толипаммины из мелких фораминифер и мшанки. Возможно, в этом сказалось отмечавшееся выше обмеление всего бассейна в конце иргинского времени.

На Кинзебулатовском поднятии основную массу иргинских отложений образуют темные тонкослоистые мергели и аргиллиты с обычными для фации органическими остатками. Прослой плотных афанитовых или органогенно-шламмовых известняков становятся все реже и приурочены главным образом к сводовой части поднятия. Какова же глубина образования этих осадков? Как известно, осадки этого типа принято называть глубоководными, батинальными, предполагая глубину их образования в конце нижнеартинского, т. е. иргинского, времени равной 900 м (Шамов; Хворова, 1947). Не разбирая аргументации этих авторов, так как это будет сделано ниже, приведем лишь некоторые факты из конкретной обстановки иргинского времени на Кинзебулатовском участке, где нормально развита глинисто-карбонатная фация.

В разрезе присводовой части поднятия, в верхней части мергелей и аргиллитов, в прослое глинистого детритусового известняка определена *Pseudofusulina* ex gr. *lutugini* (Schellw.), подтверждающая иргинский возраст этой толщи, установленный по ее стратиграфическому положению. В органогенно-шламмовом известняке с большим содержанием пирита и с небольшими галечками обнаружены фюзенизированные растительные остатки, из водорослей шамовеллы двух типов, прикрепляющиеся и обволакивающие формы, разнообразные мелкие фораминиферы и фузулиниды (представители 7 родов), мелкие спиккулы губок, членики криноидей, иглы ежей, обломки брахиопод и мшанок. Этот весьма разнообразный органический мир обитал на глубине не более 60—80 м, на что указывают обильные водоросли, иглы ежей и частые фораминиферы, а также галечки. Сходный, хотя и более бедный состав органических остатков отме-

чался в прослоях известняков среди другой, еще более типичной глинисто-карбонатной толщи Юлдашева, а также в других пунктах отложения «батиальных» осадков. Такие известняки непосредственно переходят в мергели и аргиллиты и неоднократно встречаются в разрезе. Этими переходами установлена определенная смена соседних фаций. Так как один из членов этого ряда фаций указывает на глубину образования осадков менее 100 м, то едва ли можно допустить частые и резкие колебания уровня моря, достигающие 800 м.

Рассмотрим еще другой факт, относящийся к участку восточного склона того же Кинзебулатовского поднятия. В толще аргиллитов, лежащих в восточное крыло поднятия и залегающих гипсометрически на 400 м ниже вышеуказанного мелководного известняка в сводовой части, наблюдается обогащение органическими остатками, главным образом спикулами губок и остракодами, по плоскости наложения и с ориентировкой их по напластованию. Остракоды очень тонкостенные, нередко закрытые и часто деформированные. Створки остракод захоронены в осадке специфическим образом: вдвинуты и вставлены одна в другую, что служит верным указанием на захоронение створок в движущейся воде. Таким образом, тонкостворчатость остракод, их закрытое состояние, вероятно, и их деформация указывают на отложение их в жидком илу, возможно, на значительной глубине. Но в то же время характер захоронения створок явно лимитирует эту глубину зоной, где придонные движения воды, хотя бы слабые и непостоянные, все же чувствовались вполне отчетливо. Следовательно, едва ли соотношения современного гипсометрического положения осадков этих двух участков отвечают разнице в их первоначальной глубине. Надо полагать, что осадки на восточном крыле образовывались на значительно меньшей глубине, едва ли большей, чем 200—300 м.

Мы привели эти примеры, чтобы показать, что вопрос о глубине образования глинисто-карбонатной фации Стерлитамакско-Ишимбайского района не решается так просто и однозначно.

Остается рассмотреть еще фацию подножий по Тратаускому району. Северо-восточнее Тра-Тау к иргинскому горизонту условно можно отнести часть разреза, охарактеризованную внизу брекчий, а вверху громадной глыбой (20—30 м) тастубского известняка. Восточнее Тра-Тау к иргинскому горизонту отнесена часть глинисто-карбонатной толщи мощностью около 10 м, с органогенно-обломочным известняком в верхней части, охарактеризованная комплексом *Parafusulina lutugini*. Наличие иргинских фузулинид, не известных нигде на смежных приподнятых участках, опять заставляет усомниться в 900-метровой глубине образования этих осадков с фузулинидами, которые едва ли обитали ниже 100—200-метровой линии. Как указывалось, неясна и область их предполагаемого сноса. К тому же в этих осадках почему-то отсутствует иной обломочный материал того же гранулометрического значения, что и крупные фузулиниды.

На юге Шиханского поднятия, в районе Орловки обнаружены типичные тонкозернистые глинисто-карбонатные осадки. Иргинские осадки отсутствуют в широкой северной зоне Куганак — Покровка — Карлы — Пастушинка и на четырех шиханах Шиханской зоны.

Фации саргинского времени

Саргинскому времени свойственны весьма беспокойный тектонический режим и существенные палеогеографические и климатические изменения, что выразилось в резких сменах фаций и их локальном распределении. Фации саргинского времени чрезвычайно разнообразны и специфичны, резко отличны от ранее существовавших, за исключением некоторых

фаций псевдофузулинового времени. Общим для всех фаций является значительное повышение глинистости и резкое обеднение органическими остатками. Повидимому, как и в псевдофузулиновое время, можно предполагать понижение температуры и изменение в базисах эрозии рек, текущих с поднимавшегося Урала. К началу саргинского времени относятся крупные поднятия, в результате которых по периферии массивов и положительных структур отлагались грубообломочные осадки. В дальнейшем саргинское море вновь покрыло ишимбайские массивы, шиханы и часть поднятий, отложив на них свои осадки. В итоге сложного хода геологической истории Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья отложения саргинского времени в разных районах совершенно различны, трудно сопоставляемы и часто разновременны. Фаунистическое обоснование саргинского горизонта крайне неудовлетворительно; обычно к саргинскому горизонту относятся осадки или по литологическим признакам, или по стратиграфическому положению (по перерыву в основании их и по смене сверху галогенными отложениями кунгура), что, конечно, недостаточно убедительно и может повлечь за собой крупные ошибки.

В саргинское время две фации характерны для подводных банок: фация кладохонусовых известняков и фораминиферо-водорослевая.

Кладохонусовые известняки — специфическая рифовая фация саргинского времени, широко распространенная в Ишимбайском районе, — принадлежат к мелководным отложениям, как это показано О. А. Липиной на основании широкого распространения в этой фации синезеленых водорослей. Отложение кладохонусовых осадков происходило очень медленно, на что указывают частые в этих отложениях обволакивающие и прикрепляющиеся фораминиферы и водоросли. Исследования Е. Д. Сошкиной дали яркую картину условий образования этих осадков на очень неровном рельефе и скалистых выступах размытой поверхности ишимбайских известняковых массивов. Обоснованием этих представлений послужило значительное количество кораллов, дающих почти основной костяк этих своеобразных осадков.

На остальных поднятиях кладохонусовая фация развита слабо, на ограниченных площадях. Небольшие пятна кладохонусового известняка, заполняющие карманообразные неровности рельефа шиханов, указываются Е. Д. Сошкиной и И. В. Хворовой на шиханах Шак-Тау и Куш-Тау. В типичном развитии имеются они на Малом Шихане, но мощность их очень невелика по сравнению с Ишимбайским районом.

Своеобразной фацией, наиболее близкой к рифовой или к фации подводной отмели, является фация фораминиферо-водорослевая, известная на Карагановском массиве и в районе Столяровки.

В Карагановском районе эта фация представлена толщей светлосерых и серых известняков с многочисленными прослоями пористых и кавернозных доломитов и доломитовых известняков, чрезвычайно богатой фораминиферами типа гломоспир, толипаммин и «нубекулярий», а также и различными прикрепляющимися бурыми водорослями, пока ближе не определенными, участками ячеисто-губчатой ткани, переполняющей всю породу. Эти образования отнесены Хворовой к губкам, что и послужило поводом к наименованию этой толщи губковой. Кроме того, Шамов отмечает в этой толще пелециподы, гастроподы, брахиоподы и редко мшанки. Специфично для нее отсутствие криноидей. Биоморфный характер этой толщи позволил Шамову высказать мнение о развитии в Карагановском районе особой разновидности рифовой фации. Очень близкого аналога этой толщи можно видеть в саргинских фораминиферо-водорослевых корковых известняках Столяровского района, где порообразующими являются также прикрепляющиеся и обволакивающие фораминиферы, водоросли и петельчато-ячеистые образования «нубекулярий». Добавим к этому, что и клядо-

хонусовый известняк особенно богат сходными группами организмов, что также подтверждает одновозрастность этих образований. Мощность саргинского горизонта в районе Караганова 80—100 м. Отложения этого горизонта переходят без перерыва в нижележащие иргинские мшанковые известняки и выше лежащие кунгурские доломиты.

Аналогичные фации Столяровского района отличаются от карагановских преобладанием водорослей над «нубекуляриями», явно господствующими в Караганове. Нижняя часть саргинского горизонта сложена кремовыми и светлосерыми толстослоистыми и массивными водорослевыми корковыми известняками с прослоями серых гастроподово-пелециподовых ракушников и детритусовых известняков с редкими брахиоподами, криноидеями и мшанками. Основную массу известняков образуют разнообразные синезеленые водоросли типа *Nostocites*, крупные снопообразные тела (табл. III, фиг. 6) (повидимому, из сифонниковых водорослей), мипции и различные прикрепляющиеся и обволакивающие водоросли. Мелкие фораминиферы представлены очень частыми «нубекуляриями», более редкими толипаминами и агатаминами, а также единичными представителями других родов: *Nodosaria* ex gr. *bradyi* Spand., *Geinitzina* aff. *indepressa* Cherd., *Nodosaria* aff. *tenuiseptata* Lip.; особенно характерны *Ammodiscus costiferus* Lip., *Ammovertella*(?) *minuta* Lip. Эти виды фораминифер распространены также в кладохонусовом известняке Ишимбайского района. Кроме того, встречены формы с широким вертикальным распространением: *Ammodiscus costiferus* var. *maxima* Lip., *Amm. semiconstrictus* var. *regularis* Wat., *Hemidiscus carnicus* var. *spiralis* Lip., *H. paracostiferus* var. *maxima* Lip.

Для саргинского времени особенно характерен литотоп подножий банок. По западному склону Ишимбайской банки наблюдается частая смена фаций по разрезу, внезапность переходов от наиболее тонкозернистых илов к грубым брекчиям и к детритусовым известнякам, нередкая флюидальность и перемятость в осадках, что свидетельствует об образовании этих осадков в обстановке скольжения и обвалов. Подземные толчки, способствующие обвалам, весьма вероятны в это время, когда происходили крупные поднятия на востоке. С другой стороны, небольшие мощности этих осадков к западу от ишимбайских массивов, ориентировка фузулинид по плоскостям наслоения и нередкая деформация их в породе указывают на образование осадков в водоеме с полужидким илом, довольно хорошо защищенном от привноса терригенных частиц, отделенном от восточных частей бассейна поднятым над уровнем воды Ишимбайским хребтиком, медленно опускавшимся под воды наступавшего и размывавшего моря.

Наиболее распространенной в саргинское время является фация брекчий склонов, подножий рифов и подводных банок. Широкое развитие этой фации само уже достаточно ярко говорит о масштабе тектонических движений и вызванной ими эрозии. Время образования этой фации, по видимому, раннесаргинское.

В Шиханской зоне отмечены случаи высокого залегания этих обломочных пород. Так, Хворова указывает на террасе юго-западной части горы Юрак-Тау грубый конгломерат с крупными обломками (глыбы до 1.5 м), плохо отсортированными и слабо окатанными. Цемент в конгломерате мало, он представлен известковым песком с органическим детритом. Возраст обломков по фузулинидам определяется главным образом как тастубский и стерлитамакский.

Более широко распространены обломочные породы по периферии массивов. Хворова указывает их у Карагановского массива. Известны они в разрезах Забельского, Тратауского и Орловского районов, а также у Куганакского и Северно-Покровского массивов.

В Забельском районе под кунгуром вскрыта толща известняков (мощностью 10—23 м), участками окремнелых, и доломитов с мергелями. Известняки в значительной части представляют собой известняковую брекчию. Довольно разнообразные органические остатки (фузулиниды, криноидеи, брахиоподы, мшанки) находятся в них во вторичном залегании. Кроме того, в известняках и в мергелях находятся в большом количестве кальцитизированные радиолярии, спикулы губок и яркооранжевые хлопья фюзенизированного органического вещества; реже встречаются споры.

К этой фации должны быть отнесены отложения Орловского района. Здесь вскрыта приблизительно на 25 м толща темных микрослоистых и плитчатых мергелей, аргиллитов, глинистых доломитов и темных детритусовых известняков с частыми прослоями известняковой брекчии. Обломки наблюдаются различной формы, разных размеров и степени окатанности. Породы в них разнообразного типа и возраста: от биогермных водорослевых известняков швагеринового возраста и разнообразных детритусовых и афанитовых известняков до микрослоистых темных мергелей артинского времени. Разнообразные фузулиниды в цементе и обломках имеют как стерлитамакский возраст (часто в гальках), так и более поздний.

Совершенно исключительным был масштаб размыва и переотложения в саргинское время на Куганакском массиве. Повидимому, вся южная и юго-восточная часть массива была уничтожена эрозией. Помимо брекчий по склону массива (в нескольких точках) наиболее мощные (до 50 м) отложения брекчий скопились в Дмитровском районе. Цемент брекчий образован илистым доломитизированным шламовым известняком шоколадного цвета, с пиритом. Таков же состав известняков, образующих прослой среди брекчий. Из органических остатков цемента наиболее обычны мелкие спикулы губок, сферические радиолярии и яркие хлопья фюзенизированного органического вещества, иногда и споры. Обломки пород очень разнообразны по форме, размерам и возрасту. На основании грубой обработки материала можно сказать, что около $\frac{1}{3}$ составляют обломки стерлитамакского, около $\frac{1}{3}$ — верхнетастубского горизонтов, около $\frac{1}{6}$ — верхней зоны швагеринового горизонта и около $\frac{1}{6}$ — нижней и средней зоны тастубского горизонта вместе. Такое соотношение обломков нам кажется вполне правдоподобным. Плотные сизые породы швагеринового горизонта и биогермные осадки верхнетастубского и стерлитамакского горизонтов должны преобладать в брекчии в силу своей прочности. Наиболее легко разрушались фузулиново-коралловые известняки средней зоны и неоднородные известняки нижней зоны тастубского горизонта. Кроме того, объем разрушенных верхнетастубских и стерлитамакских пород значительно превышал объем верхнешвагериновых.

Тот же характер размыва устанавливается по галькам брекчий на склоне Северно-Покровского массива; среди галек преобладают породы от средней зоны тастубского горизонта до стерлитамакского.

Фации брекчий прекрасно выражены в саргинских отложениях Карлинского района, а также Пастушинского и Николаевского поднятий. Эти фации представлены темными мергелями, тонкозернистыми или органично-обломочными известняками и доломитами с прослоями известняковых брекчий. С юга (Карлы) на север (Николаевка) наблюдаются интересные фациальные переходы от более грубых кластических пород к более тонким и в сторону меньшей распространенности брекчий. Наибольшее количество брекчий имеется на Карлинской структуре, причем главным образом на ее юго-западной части. На Пастушинке прослой брекчий встречаются реже, так же на юго-западной части структуры, а вместо детритусовых известняков с галечками Карлов преобладают плотные известняки

без фауны. В Николаевке в породах саргинского возраста появляются даже глины.

Прекрасные брекчии изучены на южном погружении Карлинской структуры. Вмещающие их породы состоят из чередования мергелей и детритусовых известняков. Известняковые брекчии и органогенно-обломочные известняки богаты разнообразными органическими остатками (мшанки, иглокожие, фораминиферы, губки, водоросли и др.). Для мергелей особенно характерны мелкие спиккулы губок, иногда дающие прослойки спонгилитов, сферические радиолярии и хлопья фюзенизированного органического вещества. Тот же литологический состав, как у мергелей, отмечается у цемента брекчий и карманообразных выполнений в обломочных и органогенно-обломочных известняках. Богатые органические остатки брекчий, а также окатанность обломков и следы сверлящих водорослей на них говорят о небольшой глубине образования этих брекчий.

Для саргинских отложений с брекчиями весьма характерна ритмичность пород. Иногда имеются ритмы, состоящие только из двух элементов — мелкодетритусового известняка и мергеля. Нижняя граница известняка резкая, к ней обычно приурочены фузулиниды, лежащие длинной осью по напластованию. Иногда ритм наращается снизу еще двумя элементами — детритусовым известняком с обломками и известняковой брекчией. Переход элементов ритма кверху постепенный, что говорит о близких фациальных условиях образования всего ритма. Следовательно, и в этом ряду фаций мергели с обычной характеристикой «батиальных» осадков оказываются соседней фацией с мелководными осадками.

Чрезвычайно интересен возраст галек саргинских брекчий. На всех трех поднятиях не встречено обломков более молодых, чем стерлитамакские. Последние даже преобладают на Пастушинке и Николаевке, так же как и в дмитровской брекчии. Самыми древними являются тритицитовые гальки, нередко и швагериновые.

Фации склонов подводной банки или, скорей, фации открытого и довольно глубокого моря имеются в Аллагуватовском районе. Преобладающими являются детритусовые, мшанковые, губковые и криноидные известняки в нижней части горизонта и глинистые, тонкозернистые известняки в верхней.

Совершенно особые фации того же пологого склона обнаружены в Столяровском районе. Эти фации представлены толщей бурых толстослоистых известняков с брахиоподами, мшанками и водорослями, а также линзами тонкослоистых мергелей. В известняках и мергелях в значительном количестве имеется фюзенизированный растительный детрит.

К близким фациям можно отнести отложения верхней части саргинского горизонта в наиболее западной части того же Столяровского района. В этом литотипе преобладают буроватосерые пелелиподово-водорослевые и оолитовые известняки. Часть водорослей такая же, как и в нижней части горизонта, но появляются своеобразные трубчатые фарфорообразные водоросли с толстой стенкой губчатого и пористого строения.

Фации «глубокого» моря известны в Смакаеве, Юлдашеве, Кинзебулатове, на Тра-Тау, в Орловском районе и др.

В Юлдашеве на основании только фосфатизированных остатков рыб отнесена к саргинскому горизонту верхняя часть доломитовых мергелей и аргиллитов с пиритом и обычными для фации радиоляриями, спиккулами губок и обугленными растительными остатками. Повидимому, фосфатизацию можно объяснить усилением перемещения водных масс в связи с оживлением тектонических движений с начала саргинского времени.

В Кинзебулатове широко распространена в кровле артинских отложений толща тонкослоистых мергелей и аргиллитов с обычными для этой «глубоководной» фации органическими остатками. Эти отложения очень

постепенно переходят в кунгурские мергели, или плитчатые ангидриты. Кунгурские мергели отличаются от артинских отсутствием мелких фораминифер, спикул губок, криноидей и прикрепленных водорослей, а также и иной формой сохранности растительного детрита. Этот постепенный переход в плитчатые ангидриты также не может служить доводом в пользу глубоководности мергелей и аргиллитов артинского времени.

Иная разновидность «глубоководных» осадков имеется вокруг Тра-Тау. Общей для всех точек является значительная карбонатность этой толщи мощностью 20—30 м. К западу от Тра-Тау встречены сильно глинистые темносерые известняки, на северо-востоке — битуминозные мергели и глинистые известняки со спикулами и радиоляриями. Несколько больше терригенного материала (прослой аргиллитов) наблюдается в близких фациях на юге, в Орловском районе.

Наконец, следует еще упомянуть тонкослоистые мергели и фосфориты, известные по склонам Тра-Тау и Шак-Тау. Осадки эти неоднократно описаны (А. А. Варов, Е. М. Ворожева, А. А. Трофимук и А. Н. Дубровин и др.). По всей вероятности, они представляют собой осадки неглубокого моря, затопившего шиханы в конце саргинского времени. Мощность этих осадков небольшая, обычно всего несколько метров.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Смена фауны верхнекаменноугольного и артинского времени на всей изученной территории происходит с определенной повторяемостью и правильностью. Более резкие смены фаций (например, в начале псевдофузулинового, стерлитамакского и саргинского времени) обусловлены со всей очевидностью тектоническими движениями регионального характера. Мелкое чередование фаций находит свое объяснение в колебательных движениях типа пульсационных. Наиболее ярко такая зависимость смен фаций от пульсационных движений выражена в Ишимбайском районе и отражается на картах мощностей этого района. Остановимся на некоторых наиболее интересных моментах этой зависимости и на иллюстрирующих их картах мощностей.

В смене фаций Ишимбайского района выступает вполне определенная ритмичность, закономерно сказывающаяся на последовательно сменяющихся фациях, более мелководных в начале ритма и более глубоководных в его второй половине.

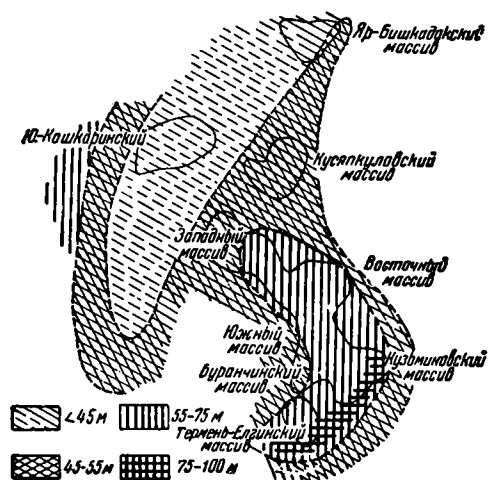
Амплитуда и темп колебательных движений на всех участках ишимбайской площади в швагериновое и тастубское время были приблизительно одинаковые, что выражается в близком ходе смены фаций по всей площади. Но все же некоторые отличия отдельных участков ясно чувствуются в распределении фаций и их мощностей. Отмеченные на северной группе массивов признаки некоторого углубления бассейна в фазу погружения, повидимому, объясняются не большей амплитудой погружения этих участков, а отставанием седиментационного процесса от скорости опускания участка. В то же время в положительную фазу северные массивы, повидимому, чаще поднимались до уровня воды, на что указывают нередкие перерывы и сокращенные мощности.

Для южной полосы характерна обратная картина, т. е. отсутствие перерывов в это время, большие мощности (фиг. 12 и 13), богатство рифообразователей, довольно постоянный тип отложений. Следовательно, на юге происходила полная компенсация прогибания процессом осадконакопления и сохранение во все время более или менее одинаковой глубины бассейна.

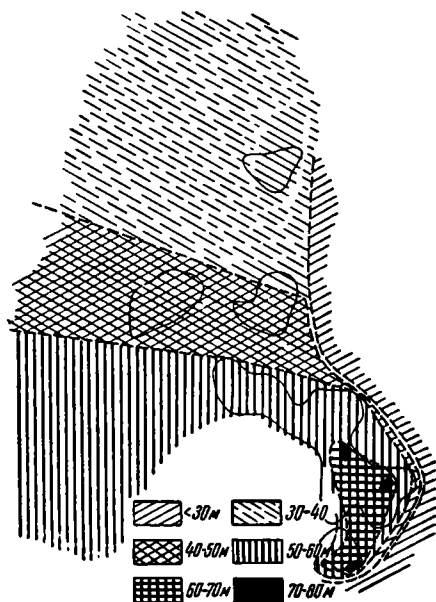
Постоянно наблюдающееся по всем горизонтам увеличение мощностей с севера на юг достаточно убедительно доказывает увеличение ско-

рости общего прогибания Ишимбайского района с севера на юг. Но не все указанные выше отличия северных и южных участков определяются лишь этим ускорением прогибания к югу. По всей вероятности, основным моментом являются еще и отличия гидрологических факторов. Наиболее вероятно предположение теплого течения, стимулировавшего рифообразование на юге и проходящего где-то на юге и востоке Ишимбайской подводной банки.

На распределении фаций и, особенно, мощностей очень четко сказалось формирование Буранчинского прогиба к западу от южной связки ишимбайских массивов (фиг. 14—16). В верхнетастубское время мощности



Фиг. 12. Карта мощностей швагеринового горизонта, верхняя зона, Ишимбайский район



Фиг. 13. Карта мощностей тастубского горизонта, нижняя зона

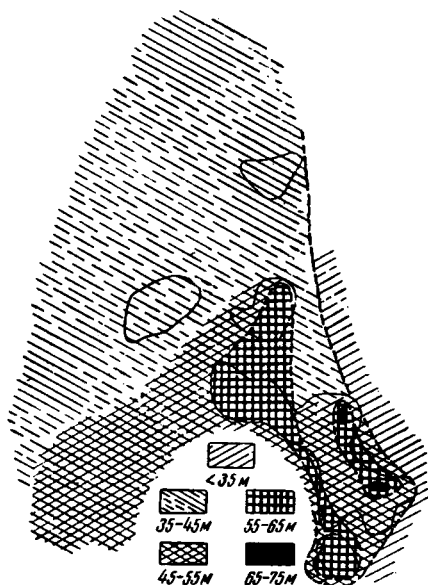
осадков при постоянстве фаций восточного крыла прогиба даже в области массивов почти вдвое больше таковых сводовой части. Начиная со стерлитамакского времени, Западный и Восточный массивы омываются с юга более глубоким морским заливом, и этим определилось появление мощных гидрактинOIDных биогермов с этого времени на Западном массиве и прилежащих с востока участках. Повидимому, отсутствие рифовой фации закономерно в начале стерлитамакского времени на юге Ишимбайского района, вовлеченного в более интенсивное прогибание всей южной широтной полосы в связи с формированием Буранчинского прогиба.

Как указывалось, темп колебательных движений во времени менялся; особенно заметное ускорение темпа этих движений наблюдается в поздне-тастубское время, иргинское и саргинское.

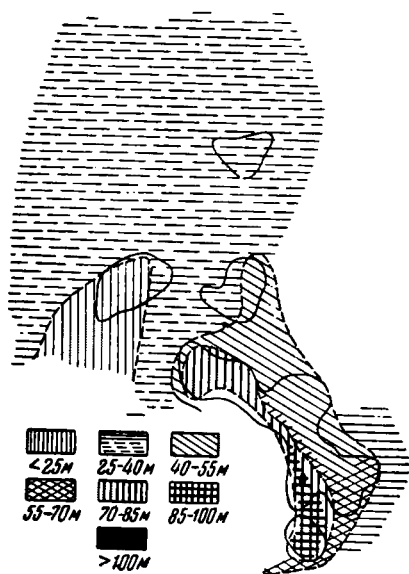
Как мы уже видели, в швагериновое и тастубское время рифовые фации протягиваются в основном почти меридиональной полосой вдоль восточной окраины подводного плато. Такое распределение могло бы быть обусловлено лишь одними течениями. Но эта полоса рифов к западу сменяется узкой полосой фации отмелей, в обе стороны от которой происходит последовательная смена фаций в сторону больших глубин. Такие соотношения сохраняются во все тастубское время, что говорит о наличии уже в это

время морфологически выраженного поднятия, в осевой части которого располагаются наиболее мелководные осадки. Аналогичное распределение фаций на Кажакском поднятии является весьма веским аргументом в пользу ясно чувствовавшегося формирования в то время и Кажакского поднятия.

Еще ярче полосовое распределение фаций, связанное с простиранием структуры, выражено в верхнетастубское время. Приуроченность минимальных мощностей к сводовым частям Ишимбайского и Кажакского поднятий выступает ясно на картах (фиг. 14 и 15). Совершенно определенно и рифовая фация приурочена к сводовой части Ишимбайского поднятия



Фиг. 14. Карта мощностей тастубского горизонта, средняя зона



Фиг. 15. Карта мощностей тастубского горизонта, верхняя зона

(фиг. 7, 8 и др.). Этот бесспорный для Ишимбайского района факт позволяет считать наличие поднятия в области прогиба обязательным условием для нормального развития рифов. На нашем примере хорошо иллюстрируется первое и основное условие развития рифов — достаточно быстрое общее опускание всей области: увеличивающееся к югу общее прогибание Стерлитамакско-Ишимбайского района, несомненно, было важнейшим фактором в образовании ишимбайских массивов. Но вторым, возможно не менее важным моментом, определившим появление и развитие рифовых фаций, является положительная структура, длительно формировавшаяся в пределах прогиба и выраженная все время морфологически в виде отмели, банки или рифа. Весьма вероятно, как мы отмечали выше, стимулирующее действие теплых течений в южной части района. Те же тектонические движения, возможно, определяли и направление этих течений, проходящих, как обычно, вдоль крутых склонов.

Вывод о приуроченности ишимбайского рифа к положительной структуре, вытекающий из анализа фаций, находит подтверждение и в других фактах, которые более подробно будут рассмотрены при обосновании геологического строения района. Здесь только кратко остановимся на основных положениях, прямо следующих из анализа фаций.

По восточной окраине Кузьминовского массива и на юго-западе от Термень-Елгинского массива верхнешвагериновые и нижнетастубские отложения представлены фацией рифов и подводного плато с его двумя

подфациями и прекрасно выражены биогермными и биоморфными известняками с ритмическим чередованием мшанковых и водорослевых био- гермов и мшанково-брахиоподовых банок. Но гипсометрическое положение этих осадков на очень коротких расстояниях изменяется до 400 м. Коренное залегание этих отложений не вызывает никаких сомнений, так как имеется сплошной разрез в несколько десятков метров. Совершенно очевидно, что тождественные мелководные фации не могли образовываться при первичной разности их положения, равной 400 м, так как для глубины образования таких мелководных осадков допустимы колебания

в 20—50 м и даже значительно меньше при тождестве фаций. Следовательно, современное положение этих осадков определяется только их последующим смещением. Таким образом были впервые доказаны тектонические нарушения в теле ишимбайских массивов с амплитудой около 400 м.

Выделенные нами мелкие фациальные пачки в пределах хорошо фаунистически обоснованных дробных стратиграфических единиц (зон) были использованы как маркирующие прослои для выяснения характера наложения осадков, слагающих массивы. Примененный метод иллюстрируется профилем через Восточный массив (фиг. 17). Корреляция сотен разрезов и десятки профилей показали, что в теле массивов явно преобладает параллельность верхних и нижних стратиграфических границ в верхнешвагериновом и тастубском горизонтах, а также первичный плоско-параллельный характер

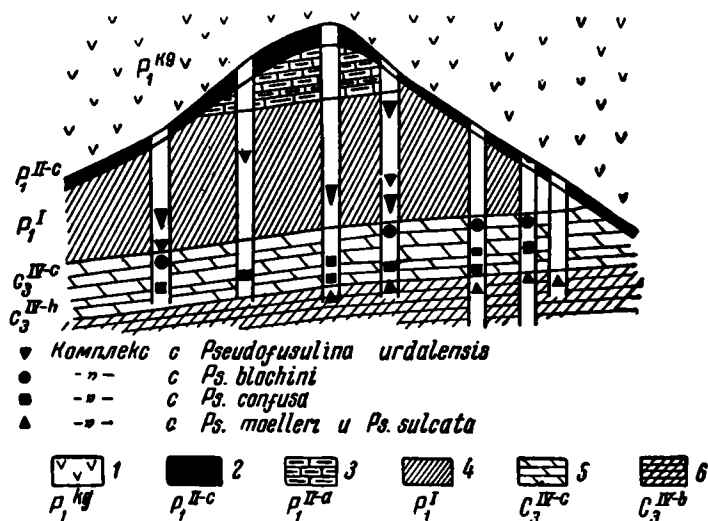


Фиг. 16. Карта мощностей стерлитамакского горизонта

наложения осадков в это время. Один из наиболее ярких примеров дает Восточный массив, где, как и на других массивах, наблюдалась во всех трех зонах тастубского горизонта частая и однообразная вертикальная смена фузулинид по пачкам небольшой мощности (16—25 м). Особенно четко выражены маркирующие слои с *Pseudofusulina blochini* в кровле тастубского горизонта. Тождественная вертикальная смена фузулинидовых сообществ при их чрезвычайной стенофациальности, а также распространение этих маломощных пачек с одинаковыми комплексами фузулинид на широких площадях массивов при постоянстве мощностей осадков позволяют считать осадки тастубского горизонта первично в основном горизонтально наложенными, а наблюдающиеся наклоны пластов — результатом тектонических нарушений. Другими словами, осадки швагеринового и тастубского горизонтов, слагающие ишимбайские массивы, наложены преимущественно нормально, а не плащеобразно.

Противоречит плащеобразному наложению швагериновых и тастубских отложений также и независимость залегания пластов от рельефа массивов. Так, на большинстве массивов наивысшее гипсометрическое положение пластов наблюдается не в центре массивов, а на их восточной окраине, где пласты пересекаются рельефом. Кроме того, на длинном перешейке, соединяющем Восточный и Западный массивы, пласты лежат почти горизонтально, согласно с прилежащими участками массивов. Общее падение на запад в массивах изменяется с севера на юг от нескольких градусов до 37°, независимо от углов склонов массивов.

Более сложные условия залегания наблюдаются, лишь начиная со стерлитамакского горизонта. Действительно, на востоке Восточного массива имеется размыв верхней зоны тастубского горизонта и несогласное залегание на размывной поверхности стерлитамакских осадков. На Западном массиве отмечено резко пониженное (на 150—200 м) залегание стерлитамакских отложений, повидимому, на абразионных площадках при более низком уровне моря. Размывом и трансгрессивным залеганием объясняется пониженное залегание стерлитамакских отложений по южной окраине и в центре Восточного массива. Размыв этот имеет форму глубокой промоины с крутыми бортами, глубиной 150—200 м. По оси промоины размывает почти весь тастубский горизонт. По восточному крутому борту стерли-



Фиг. 17. Распределение фузулиновых комплексов в пределах Восточного массива

- 1 — нунгурский ярус
2, 3 и 4 — артинский ярус
2 — кладонусовые известняки; 3 — бурцевский горизонт;
4 — стерлитамакский горизонт
5 и 6 — верхний карбон
5 — верхняя зона } тастубский горизонт
6 — средняя зона }

тамакские отложения ложатся трансгрессивно на различные зоны тастубского горизонта. Западный борт этой промоины очерчивается отложениями с нормально залегающим комплексом с *Pseudofusulina blochini* в кровле тастубского горизонта. Время этого размыва определяется как ранне-стерлитамакское по мшанкам и фузулинидам и по переотложенным фузулинидам комплекса *Ps. blochini* из кровли верхней тастубской зоны, встреченным в нижней части выполняющей размыв толщи. Таким образом, в стерлитамакское время действительно иногда наблюдается сокращение мощностей и отложение осадков на более низком уровне, чем на соседних участках. Но эти формы залегания не имеют ничего общего с плащеобразным залеганием, а являются результатом отрицательного движения морского уровня.

Отмеченная на восточной окраине массива небольшая мощность стерлитамакского горизонта также ни в коем случае не относится к категории сокращения мощностей горизонта по направлению к периферии массива, а объясняется лишь обычной по восточной окраине массивов более интенсивной эрозией.

Тот же материал вполне убедительно показал, что в отложениях, слагающих ишимбайские массивы, наблюдаются наклоны западных румбов с углами от нескольких градусов до 37°. Подробнее об этом будет сказано в другой статье; общее же представление дает наша карта, приводимая у А. А. Богданова (1947).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СТЕРЛИТАМАКСКО-ИШИМБАЙСКОГО ПРИУРАЛЬЯ В ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНОЕ И АРТИНСКОЕ ВРЕМЯ

Палеогеографические карты по мелким хронологическим единицам убедительны только при достаточно дробных и обоснованных стратиграфических схемах для широких площадей. В этом отношении Стерлитамакско-Ишимбайское Приуралье обеспечено прекрасной стратиграфической основой, что и позволило составить палеогеографические карты верхнекаменноугольного и артинского времени по 12 горизонтальным срезам.

При рассмотрении их выяснилось, что такая дробность в некоторых случаях излишня: в палеогеографии неизбежно и необходимо некоторое осреднение явлений, для того чтобы более отчетливо выступили характерные и общие признаки данного времени.

Суммируя результаты изучения фаций и переходя к анализу их комплексов, т. е. литотопов, можно выбрать такой наименьший отрезок времени, в пределах которого физико-географические условия оставались бы более или менее постоянными на всей изучаемой территории и в то же время отличными от условий соседних времен. В нашем исследовании такими наименьшими единицами оказались горизонты и зоны. Ввиду громоздкости наших палеогеографических карт и их неравномерности в насыщенности фактическим материалом, прилагаем лишь две карты, иллюстрирующие наиболее интересные моменты.

Тритицитовое время

Тритицитовое море было непосредственным восприемником среднекаменноугольного бассейна всей изученной площади, на которой в большинстве местонахождений обнаружен нормальный контакт тритицитовых отложений со средним карбоном.

Наиболее характерными фациями для тритицевого времени являются фации подводной банки, с богатой органической жизнью и со спорадически появляющимися рифообразователями типа мицций, шамовелл и других известковых водорослей, а также мшанок. Эта фация обнаружена на многих поднятиях (Кинзебулатовское, Карлинское, Пастушинское и южная часть Шиханской зоны). Этим фактом аргументируется наличие положительных структур в указанных районах уже в тритицевое время. В Ишимбае в это время имеются также мелководные отложения, но без рифообразователей.

Несколько иные фации отмечены в Юлдашевском районе. Хотя мы склонны этот район относить к области преобладания положительных движений, но фации тритицевого времени Юлдашевского района существенно отличаются значительной примесью терригенных частиц, наличием битуминозных сланцев и отсутствием мицций при богатстве и разнообразии остальных групп организмов. Юлдашевский участок тритицевого времени отличался, несомненно, несколько большей глубиной и, возможно, и более низкой температурой.

Весьма любопытно в истории тритицитового времени значительное сходство тритицитовых комплексов изученной области с таковыми Русской платформы и Донбасса в первую половину тритицитового времени и резкие отличия во второй половине. Общность видов почти на всей Европейской части СССР в нижней половине тритицитовой толщи — хорошо известный факт. Различия в фауне верхней половины свидетельствуют о некоторой географической изоляции изученной области в поздне-тритицитовое время, которая выражается в отсутствии видов, широко распространенных в это время на Русской платформе, и замещении их местными, повидимому, эндемичными видами. Последнее объясняется широкими водными пространствами западнее нашего района, служившими препятствием к расселению фауны платформы и способствовавшими своеобразию местных сообществ. В то же время близость восточной береговой линии тритицитового бассейна, повидимому, оказала неблагоприятное влияние на развитие тритицитов в нашем районе, отличающихся карликовыми размерами и бедностью видового состава.

Псевдофузулиновое время

Для псевдофузулинового времени весьма характерно появление на всей широкой площади совершенно иных осадков. Светлые карбонатные осадки тритицитового времени сменяются темными карбонатно-глинистыми, для которых особенно специфичны (помимо появления тонкого терригенного материала) битуминизация пород (керосиновые битуминозные сланцы и постоянная примесь ярко окрашенных хлопьев фюзенизированного и ксиленизированного органического вещества), пирит, глауконит, спиккулы губок и спонголиты, а также радиолярии и фосфоритовые конкреции (в Кинзебулатове). По Радченко, битумы в псевдофузулиновых отложениях Ишимбайского района резко выделяются присутствием гуминовых веществ, указывающих на принос высшей растительности.

Все эти признаки могут служить показателем резкого изменения температурного режима моря в сторону его похолодания с начала псевдофузулинового времени. Глинистость отложений является следствием или увеличения приноса терригенных или уменьшения отложения карбонатных частиц. Последнее также обычно вызывается понижением температуры. Но в данном случае наблюдается не только относительное увеличение глинистости осадков, так как глинистые отложения появляются там, где до них были чистые известняки (Ишимбай). Следовательно, причину появления терригенного материала надо искать в усилении выноса его реками, в изменении базисов эрозии последних, в тектонических движениях на Урале.

Напомним, что на западном склоне Урала, в Башкирии, псевдофузулиновые отложения обычно отсутствуют. Почти на всей территории Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья, кроме Ишимбайского и частично Тратауского районов, псевдофузулиновый горизонт залегает несогласно на различных горизонтах тритицитовой толщи и среднего карбона, чем доказываются положительные движения в начале псевдофузулинового времени. В двух районах (Юлдашево и Карлы) отложения псевдофузулинового времени даже отсутствуют, по всей вероятности вследствие осушения этих наиболее приподнятых участков. Амплитуда размыва различна на разных участках. Максимального значения она достигает на Кинзебулатовском поднятии, где по сводовой части поднятия размывта вся тритицитовая толща и даже верхняя часть среднего карбона. На Тратауском участке, в Юлдашевском районе и в сводовой части Карлинского района размывта два верхних горизонта

тритицитовой толщи и на южном погружении Карлинской структуры (возможно, и на Пастушинской) — лишь верхний горизонт.

Повидимому, не случайно максимальный размыв наблюдается на южном окончании наиболее южного Кинзебулатовского поднятия. Аналогично в пределах общего Пастушинско-Карлинского поднятия южная, Карлинская, структура уже в псевдофузулиновое время оказывается более эродированной и гипсометрически более приподнятой.

Чрезвычайно знаменательно, что признаки положительных движений в виде размывов и перерывов в осадконакоплении заметны в восточной Карлинско-Кинзебулатовской зоне и отсутствуют в западной Ишимбайской рифовой зоне. Из этого следует, что эти две области уже в псевдофузулиновое время отличались по тектоническому режиму. Но в то же время можно отметить, что южное окончание Шиханского поднятия, приходящегося на рифовую зону, в псевдофузулиновое время еще обнаруживает признаки Карлинско-Кинзебулатовской зоны, т. е. большую тектоническую подвижность. Граница между этими двумя зонами в это время проходит, повидимому, западнее Тра-Тау.

При общем сходстве фаций псевдофузулиновых осадков на изученной площади, все же можно отметить весьма интересные отличия. Только на юге, в Ишимбайском и Кинзебулатовском районах, имеются фации подводных банок с богатой органической жизнью, с мицциями, очень крупными шамовеллами и иными известковыми водорослями, а также с мшанками. В Ишимбайском районе эта фация была преобладающей во все время и, повидимому, имела уже значительную площадь распространения (на Западном и Восточном массивах). Но в Кинзебулатове мы встречаем эту фацию лишь в отдельных прослоях и лишь островками в присводовой части структуры. Эти немногие факты все же позволяют подчеркнуть наличие рифообразования лишь на юге, чему способствовало, повидимому, возрастание к югу скорости общего погружения всей депрессии и большая удаленность от источников терригенного материала. В то же время уже намечается западная, более благоприятная для рифообразования полоса и восточная — менее благоприятная. Таким образом, дифференциация в пределах предгорного прогиба различных меридиональных зон, а также некоторые отличия в этих зонах при передвижении с севера на юг намечаются уже в псевдофузулиновое время.

Наконец, коротко остановимся на рассмотрении фаций псевдофузулинового времени в Тратауском районе, по которому имеется наиболее богатый материал. Трансгрессивное налегание псевдофузулинового горизонта на этом участке обнаружено лишь в районе Орловки (гальки в основании осадков) и в центральной части западной полосы (фиг. 1, по линии *b—b*). К востоку от Тра-Тау имеется полный разрез тритицитовой толщи, так же как и на крайнем западе (по линии *c—c*). Но, повидимому, не только рельефом ложа объясняются фации псевдофузулинового времени на этом участке. Центральная часть западной зоны выделяется своей фацией отмели (мощность осадков всего 10 м, и имеются прослои оолитов), а еще западнее обнаружены мощные (50 м) биоморфные осадки. Повидимому, уже в псевдофузулиновое время центральная зона обладала замедленным прогибанием (фиг. 1), а более западные участки — более быстрым. Напомним, что и в тритицитовое время фации восточных и крайних западных частей района относятся к фациям подводной банки.

Швагериновое время

В швагериновое время продолжали развиваться и более четко определились особенности, выявившиеся уже в псевдофузулиновое время. Наиболее характерной чертой палеогеографии швагеринового времени является

ся более резкая дифференциация западной зоны как почти непрерывной узкой полосы подводных банок, образованных накоплением мощных биоморфных и биогермных осадков, и восточной зоны, где продолжали возвышаться отдельные поднятия — острова и подводные отмели, с более замедленным или отсутствующим приростом донных осадков.

Для всего швагеринового времени чрезвычайно характерны слабый вынос терригенного материала с востока, явное преобладание чистых известняков, достигающих очень большой мощности, и невысокий процент глинистости даже в восточной зоне. Эти факты свидетельствуют об относительном затишье в горообразовательных движениях на Урале. Другим, не менее важным признаком швагеринового времени является очень большое однообразие и богатство фауны на всей изученной площади и даже далеко за ее пределами. По числу видов мелких фораминифер, фузулинид, мшанок и брахиопод швагериновое время стоит на первом месте за все верхнекарбовое и артинское время. Это обстоятельство, а также большая мощность чистых, часто биоморфных известняков позволяют характеризовать швагериновое время как время открытого и теплого моря с медленно изменяющимся режимом и с космополитной фауной.

Швагериновое море сменило без перерывов псевдофузулиновое в западной полосе. Залило оно и восточную зону, но, повидимому, часть поднятий псевдофузулинового времени осталась не покрытой морскими водами. Только с середины швагеринового времени началось опускание и восточной зоны, причем ранее на севере. Эта среднешвагериновая трансгрессия происходила медленно и без заметных размывов. По крайней мере галька или перемытая и переотложенная фауна отмечены очень редко (галька — в сводовой части периклинального окончания Шиханского поднятия; перемытая и переотложенная фауна — на юго-западном и северо-восточном склонах Тра-Тау и в районе Юлдашевского поднятия).

Перейдем к рассмотрению палеогеографической обстановки, разделив швагериновое время на два неравных по продолжительности отрезка времени: ранне- и среднешвагериновое время совместно и позднешвагериновое.

Раннешвагериновое время охарактеризовано слабо, но сходно во многих отношениях со среднешвагериновым, и поэтому их удобно рассматривать вместе. Как указывалось, наиболее характерной чертой этого времени является четко оконтуренная узкая полоса подводных банок почти долготного простираения, от Куганака на севере до Термень-Елги на юге, почти совпадающая с долиной р. Белой. Чрезвычайно богатая органическая жизнь и рифообразователи (главным образом шамовеллы), массивность известняков, их чистота и большая мощность характеризуют осадки, слагающие эти банки.

Эта полоса подводных банок создавала нечто сходное с подводным барьерным рифом. Эта банка-барьер не была непрерывной. Нам пока известны только три ее участка: Покровско-Куганакский, Шиханский и Ишимбайский. Несомненно, что и на север и на юг эта полоса имела продолжение, но пока она намечается только предположительно. Южные окончания Шиханской и Ишимбайской барьерных банок заметно отклоняются к юго-востоку. Восточный и западный склоны этой узкой полосы были, по всей вероятности, пологие и более крутые лишь к востоку на южных окончаниях каждой полосы банок. Вдоль западного склона Шиханской и Ишимбайской банок, особенно четко на их южных окончаниях, проходила полоса отмелей с очень мелководными осадками или даже с периодическим перерывом в отложении осадков. Морфологически этот барьер выделялся достаточно четко, о чем можно судить по его задерживающему действию на перенос к западу терригенных частиц. Последнее хорошо доказывается литологическим составом осадков к западу от Тра-Тау и района Нового

Шихана, хотя одновременно на восточном склоне поднятия, в пределах Тра-Тау — Новый Шихан, отлагаются глинисто-карбонатные осадки.

Биоценозы и характер донных осадков различны в пределах каждого участка барьерной банки, соответствующего присводовым частям трех различных поднятий. Достаточно отчетливо это соотношение фаций и тектонического режима определилось уже в среднешвагериновое время. Как показано на палеогеографическом профиле (фиг. 1), накопление мощных рифогенных толщ ниже- и среднешвагериновых осадков в пределах шихана Тра-Тау (линия *a—a*) при одновременном сохранении небольших мощностей и мелководного характера у осадков центральной части западной зоны (линия *b—b*) возможно только при различной скорости прогибания этих двух участков и при образовании рифовых масс на прогибающемся крыле положительной структуры. Такое же соотношение имеется и в Ишимбайском районе. К западу от области максимального накопления биоморфных известняков проходит полоса отмелей с признаками перемыывания и перетолжения осадков, а также замедленного осадконакопления. На юге этой полосы, в районе Западного Буранчина, в раннешвагериновое время можно предполагать наиболее мелководную область, в пределах которой отлагались своеобразные осадки типа гидрактиноидных или копрогенно-стустково-фораминиферовых песков. Впрочем, такие осадки могли образовываться и в полосе течений. Труднее объяснить появление довольно мелководных фаций небольшой мощности также и к востоку от области максимального накопления осадков (и прогибания восточного крыла поднятия). Такие осадки имеются к северо-востоку и востоку от Тра-Тау, что заставляет нас рисовать на палеогеографическом профиле второе поднятие на востоке. К востоку от Ишимбайского поднятия имеются также отложения детритусовых известняков с прослоями брекчий и конгломератов среднешвагеринового горизонта, которые никак нельзя считать глубоководными по наличию в цементе нежных мицций и частых шамовелл, образующих значительные прослои. В таком случае накопление 500-метровой толщи ниже- и среднешвагериновых осадков, в условиях прогибания восточного крыла Ишимбайского поднятия, должно было сопровождаться значительно менее быстрым опусканием Смакаевского участка.

Существенные изменения фаций происходят в пределах одного поднятия. Так, южная часть Ишимбайского поднятия испытывала, повидимому, более быстрое прогибание, чем северная, причем скорость осадконакопления полностью компенсировала это прогибание, что явствует из фаций и мощностей: на юге имеются довольно постоянные биоморфные водорослевые известняки мощностью 500 м; на севере преобладают более глубоководные фузулиновые и криноидно-фузулиновые известняки; чередующиеся с мелководными стустково-фораминиферовыми осадками, с галечками и известковым песком, обладающие, несомненно, очень небольшой скоростью накопления. Общая мощность этих отложений на севере значительно меньше, а осадки указывают на большой размах пульсационных движений, а также на некомпенсирующее осадконакопление.

В позднешвагериновое время устанавливается сходная в общем картина, но с еще большим однообразием фаций по горизонтам, хотя и с частой сменой по вертикали. В тектоническом режиме, повидимому, заметен некоторый относительный покой, но частота пульсаций даже усиливается. Судя по фациям, глубина бассейна в общем уменьшается.

Все три полосы барьерных банок выражены также отчетливо. Только более глубоководный биоценоз преобладающих шамовелл сменяется мелководными биоценозами мшанкового рифа и мшанковой подводной банки. Первые прекрасно развиты на южных частях Шиханской и Ишимбайской банок, а на северных появляются лишь спорадически, по всей вероятности, лишь на площадях воздымания оси поднятия, вместе с гидрактиноидными

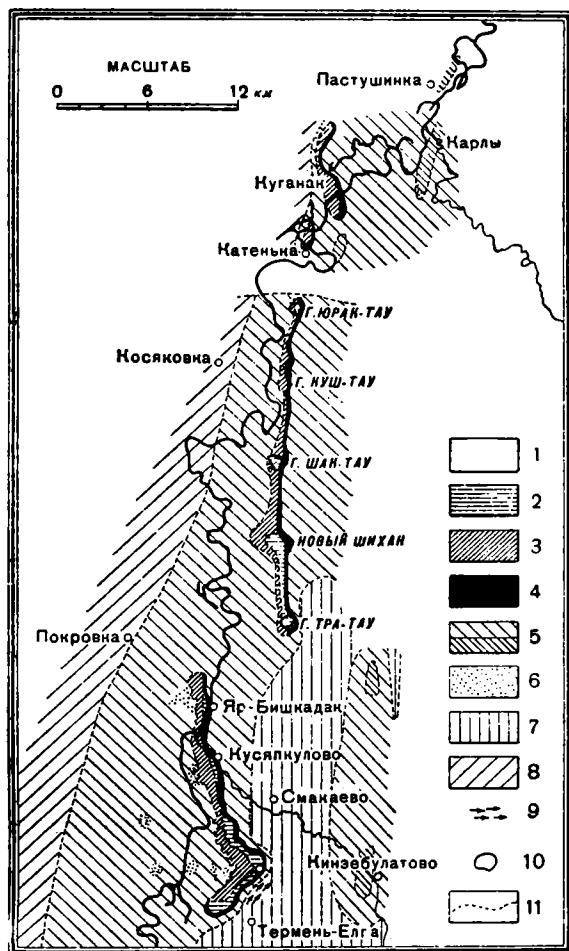
биогермами. К северу явно преобладает второй биоценоз — мшанковой подводной банки, перемежающийся с шамовелловым биоценозом (фиг. 18).

В пределах банки изменение фаций с севера на юг находилось в прямой зависимости от ускорения прогибания к югу, что выражено в возрастании мощности верхнешвагериновой зоны с 40—50 м на севере до 120 м на юге и в смене детритусовых осадков биогермными. Яркие примеры фациальной и приуроченности к областям с определенным тектоническим режимом дали некоторые виды верхнешвагериновых мшанок.

Весьма вероятно, что, помимо влияния различной скорости прогибания Предуральского прогиба, на распределении фаций сказывались также и течения. Преобладание гломоспирово-толипаминовых и копрогенно-сгустковых известняков, известкового песка и галечек в осадках западной полосы отмелей, а также в осадках северных массивов в средне- и позднешвагериновое время можно связывать или с замедленным осадконакоплением в областях поднятий или с холодными течениями, идущими вдоль западного склона массивов с севера на юг. На юге, вдоль южных и восточных берегов резко выдающихся в море южных окончаний банок, возможны течения в обратном направлении, с юга на север, несущие теплую воду.

В Ишимбайском районе соотношение области биогермных фаций, расположенных по восточной фронтальной, наиболее быстро опускающейся части банки, с фациями отмелей, приуроченных к

сводной части поднятия, в позднешвагериновое время остается тем же, что и в ранне- и среднешвагериновое время. Те же копрогенно-сгустковые и фораминиферовые пески имеются в районах Кажака и Буранчина, те же мелководные известняки и брекчии, по всей вероятности, донного течения в пределах Западного Буранчина. Такое постоянство фаций при различной скорости их накопления возможно лишь при длитель-



Фиг. 18. Палеогеографическая схема позднешвагеринового времени в Стерлитамакско-Ишимбайском Приуралье

1 — гидрактинийный риф; 2 — мшанковый риф; 3 — верхний ярус подводной банки (мицелиево-мшанково-коралловый); 4 — нижний ярус подводной банки (водорослевый); 5 — пологий склон банки и положительный рельеф без рифообразователей; 6 — отмели; 7 — крутой склон банки и более глубокие части бассейна; 8 — ровное дно эпиконтинентального моря; 9 — известняковые массивы; 11 — границы фаций

ном росте поднятия и соответствующей компенсации осадконакоплением различной скорости прогибания разных частей структуры. Эти факты уже указывают на восточное крыло и сводовую часть Ишимбайского поднятия.

Несколько иная картина в позднешвагериновое время наблюдается на Тратауском участке. Западная полоса отмелей, отличавшаяся в предыдущее время постоянством своих фаций и минимальными мощностями, в позднешвагериновое время резко изменяет свой тектонический режим. На центральной полосе западной зоны (фиг. 1, линия $b-b$) в это время отлагаются мелководные осадки с почти максимальной мощностью для верхнешвагериновой зоны (110 м), тогда как еще западнее имеется всего 30 м этих осадков. Соотношение фаций и глубин их образования в позднешвагериновое время отражено на палеогеографическом профиле (фиг. 1). Из него вытекают некоторые существенные выводы: 1) образование мощных известняков Тра-Тау происходило на восточном крыле поднятия при его прогибании; 2) ширина свода в верхнешвагериновое время была значительно меньшая, чем в дальнейшем; 3) степень дислоцированности пластов в швагериновое время была большей, чем в современном состоянии; 4) тектонический режим отдельных участков менялся на протяжении развития структуры.

Отметим еще, что в верхнешвагериновое время все положительные структуры восточной зоны погрузились ниже уровня воды. Кинзебулатовское поднятие ясно обозначено по меньшим мощностям осадков на своде и по таким же мелководным, но со значительной мощностью, осадкам западного крыла. На юге в это время более резко выражены менее спокойный тектонический режим (брекчий в Кинзебулатове) и большая глинистость пород (Юлдашево, Смакаево). На севере литологический состав более однообразен, хотя и изменчив, и к северу возрастает карбонатность осадков, а также значение рифообразователей в составе пород: на Николаевском поднятии шамовеллы образуют биогермы в это время до 6 м. В общем осадки северной зоны отлагались в более глубоком море, на что указывают глинистость пород и окремнение. В то же время режим бассейна в области поднятий был очень изменчив (прослой оолитов в Карлах).

Тастубское время

Тастубское море заняло ту же площадь, что занимало швагериновое. Между тастубским и швагериновым горизонтами заметен всюду постепенный переход. Сходства литологического состава нижнетастубских осадков и верхнешвагериновых, а также чрезвычайно большая близость фауны нижней части тастубского горизонта и швагеринового бесспорно доказывают теснейшую связь тастубского бассейна со швагериновым и очень постепенное изменение среды на грани этих времен. В нижнетастубской и верхнешвагериновой зонах особенно большое сходство заметно среди фузулинид, мелких фораминифер, кораллов и брахиопод. Только мшанки дают большое число новых форм, что объясняется широким развитием с начала тастубского времени мшанковых биогермов, отличающихся эндемичным и локальным характером видов.

Явное преобладание карбонатных осадков, их чистота и отсутствие глинистого материала, а также широкое распространение коралловых фаций, не выносящих мутной воды, служат хорошим доказательством продолжающегося сравнительного тектонического покоя в это время. Но по частой смене фаций в разрезе четко намечаются мелкие колебательные движения, причем отчетливо происходит нарастание их частоты и размаха к концу тастубского времени. Прекрасно выражено на всей изученной площади обмеление в начале тастубской зоны, проявляющееся в широком рас-

пространении в это время мелководных осадков, известкового песка, галечек в известняках и т. п. Одновременно в это время, по всей вероятности, произошло и некоторое усиление холодных течений, что выражено в очень часто встречающихся гломоспирово-толипамминовых и стустково-копрогенных осадках. Второе поднятие, возможно, даже большей амплитуды, отмечает конец тастубского времени. Кроме того, в начале каждой зоны имеются более мелководные осадки, чем в ее конце или середине. Мелководность фаций подтверждает и распространение фораминифер.

Некоторое оживление тектонической жизни наблюдается в конце тастубского времени. К этому сроку относится весьма существенный момент, а именно ускорение прогибания западных крыльев Ишимбайского, Шиханского и Куганакского поднятий, что было установлено по фациям и мощностям осадков в районах Буранчина, Косяковки и Куганака.

Конфигурация бассейна и его глубины в тастубское время сохраняются приблизительно те же, что в предыдущее, но с существенными изменениями: опять часть поднятий восточной Карлинско-Кинзепулатовской зоны превращается в острова, хотя в большинстве случаев кратковременно, а в пределах Шиханского поднятия начинается первое его расчленение, более заметное в конце тастубского времени. Так, на Кинзепулатовском и Карлинском поднятиях осадки тастубского времени отлагаются с перерывами или даже только по склонам поднятий. Весьма своеобразно распределение тастубских осадков в Тратауском районе. Небольшие мощности нижней и средней зон на Тра-Тау уже сигнализируют о замедлении прогибания этого участка. Наиболее распространенные брахиоподово-мшанковые биостромы на Тра-Тау также свидетельствуют о медленном осадконакоплении. Близкого типа осадки имеются в центральной полосе, западнее Тра-Тау, чем обозначается большая ширина свода Шиханской зоны в это время. Но верхнетастубские отложения неизвестны на Тра-Тау (хотя в переотложенном виде фузулиниды этой зоны имеются на северо-восточном склоне тратауского поднятия), а на Новом Шихане тастубские известняки отлагались только на самом западе. Отсутствуют эти отложения и в центральной полосе, западнее Тра-Тау.

Повидимому, в конце тастубского времени произошло осушение значительной площади южного окончания Шиханской зоны. А значительные мощности тастубских осадков на крайнем западе Тратауского района указывают на прогибание его западного крыла, к которому близко придвинулась аллагуватовская фация. Этот сложный ход геологической истории южного окончания Шиханской зоны и обусловленное им перемещение водных масс еще раз ярко показывают, что тастубское время, особенно в конце, явилось поворотным моментом, определившим иное распределение суши и моря, свойственное наступающему артинскому времени.

На банках-барьерах, а также на поднятиях восточной зоны в общем сохраняется картина, сходная с предшествующим временем. Так же как и в швагериновое время, фации рифов и подводных банок распределяются в присводовой части поднятий и по их восточным крыльям, прижатым к крутому восточному склону банки, обращенному к открытому морю. Особенно отчетливо эта картина была вскрыта на детальных фациальных картах Ишимбайского района, поясненных выше. При этом выяснилось, что по сводовой части поднятия располагаются наиболее мелководные осадки с меньшей мощностью — гидрактиниодные пески отмелей или гидрактиниодный биогерм. А к крыльям поднятия приурочены осадки с большей мощностью, причем к востоку преимущественно фации мшанкового рифа или подводной мшанковой банки, а к западу — фации склона банки. Такое соотношение наблюдается в разрезе во всем литотипе, и особенно четко оно выражено в конце тастубского времени, когда форма структуры обозначилась резко. Отсюда с совершенной очевидностью вытекает, что ука-

занное выше постоянно сохраняющееся распределение фаций и мощностей и их простираие в виде узких почти меридиональных полос не может быть вызвано одними пульсационными движениями или одним накоплением мощных рифогенных осадков, а имеет лишь одно бесспорное объяснение, а именно — образование рифогенных пород в присводовой части структуры, на ее восточном крыле, при одновременном прогибании этого крыла.

В тастубское время так же отчетливо, местами даже более резко, чем в швагериновое, вырисовывается западная полоса отмелей и течений (по сводовой части Кажакского поднятия, мелководные участки Западного Буранчина, полоса к западу от Куганакского участка).

Прекрасно прослеживаются постепенные изменения фаций при передвижении с севера на юг вдоль каждого поднятия: максимум рифовых фаций на южных окончаниях и смена их фациями подводной банки и далее склона банки на севере. Очень четко выражена приуроченность определенных групп рифостроящих организмов к участкам с различной скоростью погружения: мшанки и брахиоподы на Тра-Тау, на участке с наименьшей скоростью опускания и малой мощностью осадков; гидрактиниоды на Куганаке в горизонтах с наибольшей мощностью; кораллы — в промежуточных областях.

Одним из интереснейших вопросов является глубина образования осадков на востоке от ишимбайских массивов (район Смакаево) и к северо-востоку и востоку от Тра-Тау. Немногочисленные факты (банки брахиопод, остатки водорослей, шамовеллы в Смакаево) говорят все еще о небольшой глубине, едва ли достигающей 100 м. Но не так просто решается вопрос относительно осадков восточнее Тра-Тау. Фузулиниды в швагериновых отложениях этого района позволяли относить эти осадки к отложениям склона, так как выше по склону фузулиниды на Тра-Тау отсутствовали, а на большой глубине их трудно предполагать. Но в тастубских осадках сообщество фузулинид смешанное, а в верхней части горизонта уже имеются глинистые спонголиты, что может указывать и на значительную глубину образования осадков.

В связи с переменной палеогеографической обстановки в течение тастубского времени находятся и существенные отличия фаун начала и конца этого времени.

Богатая и разнообразная фауна нижней части тастубского горизонта еще сохраняет черты значительного однообразия фауны на всей изученной площади, но в позднетастубское время, как указывалось выше, в сообществах фузулинид появляются признаки географической дифференциации, выражающейся в постепенном изменении видового состава с юга на север. Это говорит не столько о фациальной изменчивости, т. е. изменчивости, отражающей экологические особенности местообитания, сколько о влиянии географических факторов по всей территории в целом. Добавим к этому, что с верхнетастубского времени среди фузулинид появляются уже виды, характерные для стерлитамакского времени, и что общий облик фузулинидовой фауны становится однообразным и явно приближается к облику артинской фауны. Одновременно и среди других групп организмов заметно или резкое обеднение и изменение всего комплекса или появление артинских форм. Кораллы состоят главным образом из доживающих форм. Сообщество мшанок очень бедно, лишено руководящих форм и состоит преимущественно из видов с широким вертикальным распространением. Брахиоподы не дали характерных форм.

Все это говорит о том, что тастубское время, хотя еще близкое по многим признакам к швагериновому, отличается от последнего более неспокойным тектоническим режимом и, как следствие этого, большой фациальной изменчивостью фауны. Резкие изменения палеогеографической обстановки в конце тастубского времени, выражающиеся в тектонических дви-

жениях и в почти полном обновлении всей фауны фузулинид и других групп организмов, являются преддверием к наступающей новой эпохе — артинскому ярусу нижней перми. Эти моменты, а также появление в комплексах верхнетастубских фузулинид уже почти всего характерного для стерлитамакского времени сообщества подчеркивают большую близость верхнетастубского времени к нижней перми, чем к верхнему карбону.

Стерлитамакское время

Начало пермского периода во всем нашем районе знаменуется резкой сменой фаций и фаун, а также наступлением широкой трансгрессии.

Чрезвычайно характерна для стерлитамакского времени смена преобладающих карбонатных отложений швагеринового и тастубского времени глинисто-карбонатными осадками. Одновременно с увеличением приноса терригенных частиц, начиная со стерлитамакского времени, наблюдается повышенное содержание ярких хлопьев органического вещества, спикул губок, радиолярий и пирита. Органическое вещество в осадках, по О. А. Радченко, несомненно частично растительного происхождения, как это показали анализы битумов стерлитамакских отложений из Кусяпкулова. Эти отличительные признаки стерлитамакских осадков очень живо напоминают таковые осадков псевдофузулинового времени. Специфические свойства последних указывали на два важнейших момента, определивших характер этих осадков: понижение температуры и оживление тектонического режима, возможно, поднятия на Урале. Несомненно, аналогичные изменения в палеогеографической обстановке (хотя и в более слабой форме) произошли в начале стерлитамакского времени.

Оживление тектонической жизни Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья со стерлитамакского времени подтверждается очень многими фактами, о которых уже неоднократно говорилось выше. Укажем кратко лишь главнейшие из них: в Ишимбае — образование Буранчинского прогиба, с трансгрессивным залеганием стерлитамакских отложений в районе Западного Буранчина; более быстрое опускание всей южной части Ишимбайского поднятия; поднятия в области Восточного массива (глубокий ров, доломитизация верхнетастубских осадков); залегание стерлитамакских осадков на 150—200 м ниже обычного на возможных абразионных площадках по склонам Западного массива и частое трансгрессивное залегание в северной группе массивов; на шиханах — отсутствие осадков по восточным склонам, а также на Карлинском поднятии (возможно частичное осушение); трансгрессивное залегание стерлитамакских отложений на крайнем западе Тратауского района и т. д. Отметим еще, что к началу стерлитамакского времени Н. П. Герасимов относит орогеническую фазу, а А. Н. Дубровин (1936, 1) считает, что в это время Восточный массив был поднят выше уровня воды, тогда как на Западном массиве признаков такого поднятия не наблюдается.

Несомненно, функцией некоторого оживления тектонического режима является более широкое развитие со стерлитамакского времени рифогенных фаций, особенно гидрактиноидных рифов, рост которых, по всей вероятности, происходил довольно быстро и мог следовать за ускоренным прогибанием дна моря. При этом на некоторых участках заметна весьма яркая картина перемещения областей максимального рифообразования, но связанная не с миграцией рифов или оси Предуральского прогиба, а лишь с историей развития отдельных структур. Так, появление гидрактиноидных рифов в раннестерлитамакское время впервые на Западном массиве обусловлено образованием Буранчинского прогиба. Передвижение максимума рифообразования на Шиханской банке-барьере с восточного крыла на западное объясняется более интенсивным прогибанием западного кры-

ла Шиханского поднятия, примером чему могут служить участки к западу от Тра-Тау и Куш-Тау. Мощные гидрактиниодные биогермы Куганакско-Дмитровского района и впервые появившиеся рифогенные фации на Северно-Покровском массиве указывают на вовлечение этих северных участков в более быстрое прогибание со стерлитамакского времени.

Темп ускорения общего погружения Предуральского прогиба к югу в стерлитамакское время, повидимому, близок к таковому предыдущего времени. Так же отчетливо выражено увеличение мощностей и усиление рифообразования к южным концам поднятий и смена более мелководных отложений к северу более глубоководными. Эти факты не требуют пояснений. Но следует остановиться на одном интересном явлении, а именно — на более широком развитии рифогенных фаций в пределах восточной зоны на наиболее северном Николаевском поднятии. Последнее наблюдалось уже в швагериновое и тастубское время и ярко выражено в стерлитамакское.

Рифообразование, необычное для восточной зоны, стоит в связи с увеличением карбонатности осадков с юга на север и определяется общими причинами, повидимому, обусловленными выполаживанием Предуральского прогиба к северу и уменьшением приноса терригенных частиц с юга на север. Но можно искать причины рифообразования также и в тектоническом режиме особой широтной зоны.

Осадки стерлитамакского времени покрыли почти все возвышенности, что указывает на трансгрессию моря и на его большую глубину. Но все же на Тра-Тау, по всей вероятности, стерлитамакские осадки отсутствовали, так как здесь стерлитамакские фузулиниды неизвестны в перерыве в осадочном виде; также очень сомнительны осадки этого моря и на Карлинском поднятии, по крайней мере на его своде.

Впервые в осадках аллагуватовской полосы появляется глинистый материал, что указывает на расчленение Шиханской зоны на отдельные возвышенности. Со стерлитамакского времени широко распространены осадки более глубокого моря, с радиоляриями, спикулами и растительным детритом. Прослой битуминозных мергелей к северо-востоку от Тра-Тау указывают не только на увеличение приноса терригенных частиц, но и на похолодание климата. Более резкий рельеф подводных банок, как результат различной скорости осадконакопления и тектонических движений, определяет собой глубину и характер осадков склонов и подножий банок; появившееся окремнение, спонголиты, значительная глинистость этих осадков четко отличают их от осадков предшествующего времени и заставляют предполагать большую глубину бассейна.

Как указывалось, уже в конце тастубского времени происходят существенные изменения в сообществах всех групп организмов. Стерлитамакские фузулиниды выделяются своим единообразием, мшанки испытывают полное обновление, особенно в связи с широким развитием мшанковых биогермов, для кораллов характерно появление нового типа астреевидных колоний.

Таким образом, начало стерлитамакского времени, по резкой смене фаун и по весьма крупным изменениям в палеогеографической обстановке, обусловленным усилением тектонических движений, действительно является моментом, отмечающим конец каменноугольного и начало пермского периодов.

Бурцевское время .

Бурцевское море в основном занимает ту же площадь, что и стерлитамакское. Перерывов или трансгрессивного залегания в основании бурцевского горизонта не отмечено. Повидимому, этому времени отвечает некоторое затишье в тектонической жизни территории. Существенных изменений

в бурцевское время не произошло. Можно лишь отметить более резкие поднятия южных концов положительных зон. Так, например, бурцевские отложения отсутствуют на Куганакской структуре, но имеются на Северно-Покровской. Карлинская (возможно и Пастушинская) структура также приподнята выше уровня воды, Тра-Тау продолжает существовать в виде острова.

Характерным новым моментом для описываемого времени можно считать появление рифогенных фаций западнее обычной полосы их распространения, а именно — на Южно-Кашкаринском и Карагановском массивах. Предполагать их можно и восточнее рифовой зоны в районе Дмитровки. Повидимому, эти факты свидетельствуют о влиянии каких-то новых факторов, возможно широтных прогибов, благоприятствующих накоплению рифогенных осадков. По всей вероятности, этим же обусловлено появление бурцевских осадков на Куш-Тау, тогда как на других шиханах они отсутствуют. Существенных изменений в распределении глубин бассейна в бурцевское время не наблюдается.

Биоценозы в это время отличаются исключительным однообразием и бедностью, резко подчеркивающими разницу в фаунах верхнекаменноугольного и иргинского времени. Соответственно и фации чрезвычайно однотипны. Рифовые фации представлены почти исключительно мшанковыми биогермами, кораллы и гидрактинины редки в этих фациях.

Несмотря на это однообразие фауны, бурцевские фузулиниды обнаруживают резкую фациальную и географическую дифференциацию. При изофациальности Южной Кашкары, Ишимбая и Столяровки фузулиниды Столяровки все же существенно отличаются от северных районов. Отличия комплексов еще резче выражены в различных фациях. Так, на соседних Восточном и Западном массивах имеются уже почти разные сообщества, не говоря о более удаленном Аллагуватовском районе. Такая узкая географическая и фациальная дифференциация свидетельствует о более резких изменениях физико-географических условий на изученной территории, что особенно характерно для пермского времени и не наблюдалось в верхнекаменноугольное время.

Иргинское время

Иргинское время сменяет бурцевское без каких-либо следов перерывов или размывов на границе этих двух горизонтов.

Наиболее характерными признаками иргинского времени являются прогрессивное обеднение всего органического мира, малохарактерный облик фауны по всем группам организмов, большое количество растительного детрита и пирита в осадках и значительное повышение глинистости последних. Естественнее всего эти общие палеогеографические изменения связывать с новым усилением тектонических движений на Урале.

Распределение суши и моря, глубин бассейна, биоценозов и донных осадков в основном осталось тем же, что и в бурцевское время. Повидимому, продолжалось формирование уже наметившихся структур, выступавших в виде островов. Перерывы в отложении осадков, или даже их размыв, наблюдаются опять на сводовых частях шиханов на Шиханском поднятии, возможно, и на южных окончаниях Ишимбайского и Кажакского поднятий, а также на всех четырех поднятиях Куганакско-Карлинской зоны, наиболее приподнятой в это время. Но на юге, вероятно, в силу ускорения опускания Предуральского прогиба, Кинзепулатовское и Юлдашевское поднятия остаются покрытыми морем.

Особенно характерно для иргинского времени общее обмеление всей территории во второй его половине. В это время появляются специфические мшанковые и водорослевые подводные банки с биогермным типом

осадков. К таким фациям относятся мшанковые биогермы Малого Шихана, водорослево-мшанковые биогермы Карагановского массива, брахиоподово-мшанковые биостромы на Западном и Восточном массивах, а также мощные мшанковые биогермы Столяровки на юге и маломощные на севере, в Николаевке. Впрочем, в Столяровском районе мшанковые биогермы развиты не только в верхней половине иргинского горизонта, но и в нижней, являя собой прекрасный пример изменения фаций к югу в пределах одной фациальной зоны под влиянием более быстрого опускания к югу прогиба и его расширения. Появление мшанковых биогермов в Николаевке мы не смогли приурочить к какой-то части иргинского времени. Но самый факт появления биогермных осадков на структуре в восточной полосе заслуживает особого внимания.

Это общее поднятие в конце иргинского времени отразилось на осадках и вне поднятий появлением более мелководных фаций, особенно богатых мшанками. Так, уже в западной, аллагуватовской фации мшанковые осадки мелководного типа имеются в районах Косяковки, Покровки и Аллагувата. Чрезвычайно любопытны карбонатные осадки на востоке от Куш-Тау, которые можно рассматривать лишь как осадки подводной банки или верхней части склона по богатству мшанок, водорослей и других групп организмов. Повидимому, к этой положительной фазе следует отнести и появление более мелководных осадков с более богатой фауной на Кинзебулатовском и Юлдашевском поднятиях.

Обмеление бассейна в конце иргинского времени должно было заметно сказаться и в более интенсивной эрозии частей поднятий, выведенных на дневную поверхность. Повидимому, к этому времени относятся глыбы тастубского известняка на северо-восточном склоне Тра-Тау и брекчий в разрезах Орловки. Обломочные породы на том же северо-восточном склоне Тра-Тау в основании горизонта указывают на существенные изменения в осадконакоплении и в начале иргинского времени.

Саргинское время

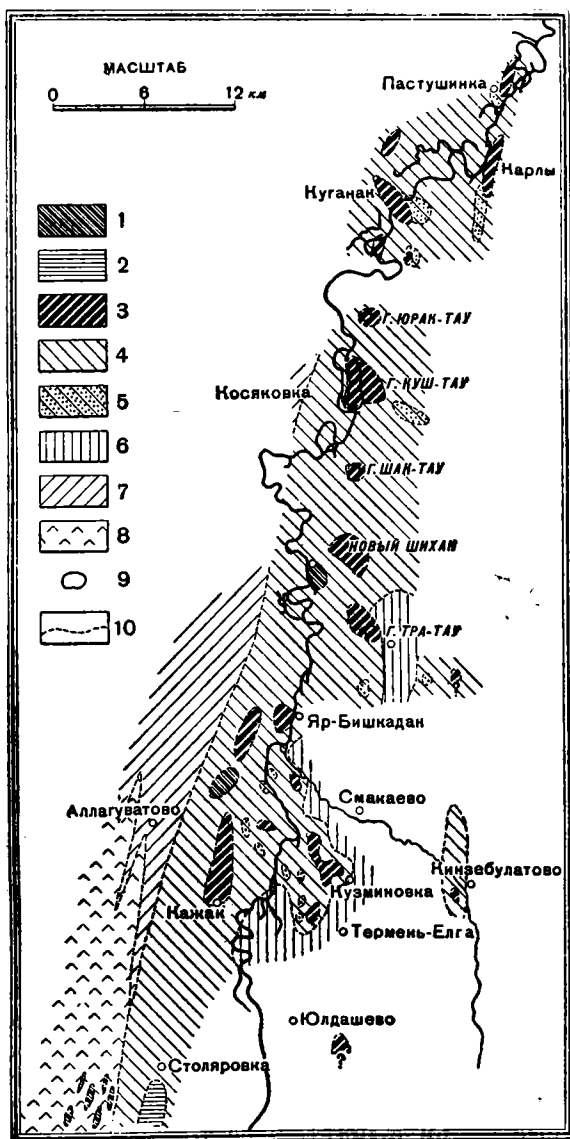
Саргинское время имеет много общего с псевдофузулиновым и стерлитамакским временем, особенно с первым. Повидимому, вследствие более резкого похолодания в это время в саргинских отложениях чрезвычайно распространены спиккулы губок (нередки спонголиты), радиолярии и растительные остатки, среди фораминифер преобладают нодозарии и аммодисциды, вновь появляются глауконит и фосфатизация ископаемых, а также глинистые частицы в осадках. Сходство с псевдофузулиновым временем проявляется и в характере первичных битумов, относящихся, по Радченко, также к гуминовым веществам, указывающим на высшую растительность как на источник органики в осадках. Однако в саргинское время распространены не только глинисто-карбонатные осадки, а появляется в большом количестве и грубый кластический материал. В это время в Предуральском прогибе наблюдаются наиболее крупные поднятия и размыты толщ ранее отложившихся осадков.

Все это говорит о том, что в саргинское время интенсивность тектонических движений была весьма высокой. Эти движения проявились в осушении значительных площадей в Предуральском прогибе и в чрезвычайно широком развитии брекчий и конгломератов. С мощных конгломератов начинается саргинский горизонт на западном склоне Урала в Стерлитамакско-Ишимбайском Приуралье. Большой мощности (25—50 м) и широкого распространения достигают обломочные известняки типа брекчий в Куганакско-Карлинской полосе (особенно на юге — Дмитровский и Мраковский районы) и во всей Шиханской зоне. Громадная ширина этого мощного обломочного плаща на восточном склоне Куш-Тау установлена в райо-

не с. Забельское. Значительно слабее известняковые брекчии выражены в Ишимбайском районе и, повидимому, отсутствуют южнее и восточнее. По крайней мере, ни на Кинзебулатовском поднятии, ни в Юдашеве, ни в Столяровке пока неизвестны саргинские брекчии. Повидимому, амплитуда поднятий была различна, и Куганакско-Карлинская и Шиханская зоны в саргинское время испытывали более интенсивные поднятия. Отличия в тектоническом режиме Шиханской и Ишимбайской зон сказываются в саргинское время, кроме того, и в очень слабом развитии кладохонусовых известняков, а также в значительно большей глинистости саргинских осадков в Шиханской зоне.

Поднятия и образование брекчий относятся к началу саргинского времени (фиг. 19); в дальнейшем саргинское море вновь затопляет почти все острова. Ко второй половине саргинского времени относится отложение кладохонусовых известняков в Ишимбайском районе и реже в Шиханской зоне, а также микрослоистых мергелей с фосфоритами на шиханах. Е. Д. Сошкина убедительно доказала раннесаргинскую эрозию на ишимбайских массивах, особенно на Кузьминовском и Термень-Елгинском, и привела прекрасные признаки длительного континентального выветривания в это время на шиханах (кора выветривания, древний карст и трещины, заполненные позднесаргинскими осадками и др.). Е. Д. Сошкина, вместе с А. А. Трофимуком и И. М. Губкиным, представляет себе образование кладохонусового плаща при трансгрессии позднесаргинского моря.

Одновременно с резкими поднятиями в полосе Ишимбайской и Шиханской зон, к западу от них в погруженной части образуются на Карагановском и Южно-Кашкаринском массивах специфичные для саргинского вре-



Фиг. 19. Палеогеографическая схема раннесаргинского времени в Стерлитамакско-Ишимбайском Приуралье

- 1 — губково-водорослевые биогермы и биостромы;
- 2 — мшанково-водорослевые биогермы; 3 — области оседания;
- 4 — пологие склоны и области небольших глубин; 5 — области отложения обломочных известняков;
- 6 — крутые склоны и участки значительных глубин; 7 — ровное дно эпиконтинентального моря;
- 8 — зона с ненормальным гидрологическим режимом;
- 9 — известняковые массивы; 10 — границы фаций

мени мощные биоморфные осадки в фации подводной банки. Их образование, по видимому, можно объяснить лишь наличием местных широтных прогибов.

Весьма интересным примером изменения фаций к югу, в пределах одной фациальной полосы, являются биоморфные осадки Столяровки. В полосе, представляющей продолжение к югу аллагуватовской зоны, вскрыта особая фация раннесаргинских отложений, представленная корково-водорослевыми известняками, под позднесаргинскими пелециподово-оолитовыми известняками. Биоморфный характер раннесаргинских отложений, большая мощность и относительная чистота этих осадков резко отличают саргинские отложения Столяровского района от отложений более северных Аллагуватовского и Покровского участков той же зоны, где развиты глинистые известняки и доломиты небольшой мощности. Появление этих биоморфных корково-водорослевых известняков естественно связывать с большей скоростью прогибания депрессии к югу от Ишимбая.¹ Но, несомненно, в образовании этой фации весьма существенное значение имела также и более чистая вода у западного борта прогиба вследствие его расширения к югу. Возможна также меньшая интенсивность тектонических движений на Урале в этой широтной зоне, лежащей непосредственно южнее большого широтного Аллакаевского прогиба.

Остановимся еще на одном вопросе — на глубине саргинского бассейна. Напомним, что саргинскому предшествовало иргинское море, с мелко-водными мшанковыми банками по склонам отмелей и с цепью островов, соответствующих всем поднятиям северной и Шиханской зон, а также с глинисто-карбонатными осадками в более глубоких частях бассейна, литологически очень сходными с осадками той же фации саргинского времени. Начало саргинского времени знаменуется наиболее интенсивными поднятиями, размывами и образованием брекчий. Водоросли в цементе брекчий и следы сверлящих организмов подтверждают происхождение этих брекчий в мелководных условиях. На других участках бассейна отлагались тонкослоистые глинистые известняки и мергели с обычным для этой фации литологическим характером. При углублении бассейна во вторую половину саргинского времени глинисто-карбонатные осадки распространены шире. Но едва ли действительно «глубоководные» осадки появились на больших площадях.

В глинисто-карбонатных саргинских осадках нередко наблюдается ритмичность, проявляющаяся в смене известняков с обломками известняками органогенно-обломочными и затем мергелями и аргиллитами с радиоляриями и спикулами. Переходы этих трех элементов ритма постепенные, переход между мергелем и известняком следующего ритма резкий. Эта ритмичность — постоянные и частые переходы глинисто-карбонатных фаций с радиоляриями и спикулами в мелководные органогенно-обломочные фации с богатым бентосом и со следами сверлящих водорослей, — наблюдающаяся как по горизонтали, так и по вертикали, свидетельствует о близких условиях образования этих двух соседних фаций. В то же время те же аргиллиты с радиоляриями и спикулами постепенно сменяются плитчатыми ангидритами, что также доказывает мелководность этих аргиллитов. Эти факты заставляют считать относительно мелководными большую часть известных саргинских отложений и предполагать более глубоководные осадки лишь на ограниченных площадях в наиболее глубоких частях прогибов, которые нам, возможно, еще мало известны.

На основании этих переходов саргинских отложений в кунгурские плитчатые ангидриты Хворова также относит саргинские отложения к мелко-

¹ Того же типа «рифовые» осадки имеются по р. Уфе в районе Красного Ключа, в северной части Предуральяского прогиба.

водным, но подстилающие их иргинские отложения к батиальным, с глубиной их образования до 1000 м.

Действительно ли саргинские осадки так резко отличаются от иргинских? Ведь в ряде разрезов границы между этими двумя горизонтами проведены весьма условно. Однородной толщей представлены как нижне-так и верхнеартинские отложения Кинзебулатовского участка, спорной остается эта граница в некоторых разрезах Ишимбайского и Тратауского районов. Весьма распространенный тип тонкослоистых мергелей саргинского времени чрезвычайно близок по литологии и органическим остаткам к мергелям иргинского времени или других горизонтов артинского яруса. Характеристика их приводилась неоднократно.

Глубоководность этих осадков Шамов и Хворова обосновывают современным гипсометрическим положением их, малой мощностью и литологическим составом. На схеме Хворовой «глубоководные» осадки, мощностью около 100 м, лежат у основания рифовой горы с мощностью слагающих ее пород в 1000 м. Так как эти отложения принимаются за синхроничные, а тектонический режим участков с рифогенной и глубоководной фациями Хворова считает одинаковым, то отсюда следует возрастание глубины образования «глубоководных» осадков, вследствие разницы в скорости их отложения, до 900 м.

Из признаков, подтверждающих батиальный характер осадков, Хворова указывает растительный детрит, радиолярии и спикулы, т. е. признаки, характерные для всей глинисто-карбонатной серии пород всего артинского яруса. Как указывалось, совершенно такой же тип породы (тонкозернистость, обогащенность пиритом и сопутствующие им органические остатки) наблюдается у мергелей, составляющих один ритм с мелководными известняками или образующих цемент брекчии и выполнение карманов и пустых раковин в брекчиях.

Таким образом, литологический состав осадков еще отнюдь не доказывает большую глубину их образования и может считаться лишь показателем низкой температуры и обеднения CaCO_3 в морской воде, причем, возможно, только в определенное время года (сезонность явления ритма!). На стр. 73—79 были приведены еще некоторые факты, противоречащие глубоководности этих осадков.

Постулат однообразия тектонического режима двух соседних участков рифогенной и глубоководной фаций не выдерживает критики, так как неоднократно приводились примеры очень сложной тектонической жизни отдельных участков структур, самостоятельности и разновременности ускорения и замедления прогибания соседних участков одной структуры и даже изменения знака тектонического режима данного участка по отношению к соседним. К тому же современное гипсометрическое превышение поднятий над прогибами определилось лишь в послесаргинское время. Например, современное положение куганакских брекчий в районе Дмитровки можно объяснить лишь послесаргинскими поднятиями.

Все эти факты заставляют считать недоказанной одинаковую скорость прогибания всего сооружения в целом, а нарисованную Хворовой картину слишком схематичной и статичной, не отвечающей сложной динамике этой исключительно интересной в тектоническом отношении полосы поднятий типа Ишимбайского и Шиханского. Исследование фаций дало примеры сложной тектонической жизни этих поднятий, но далеко не все детали ее известны; в частности, остается нерешенным вопрос об истории развития этих структур. Только после решения этого вопроса можно будет судить о глубине образования осадков, примыкающих с востока к Шиханскому и Ишимбайскому поднятиям. Поэтому мы считаем, что «глубоководность» осадков этих восточных зон еще подлежит проверке.

Саргинское время — конец артинской эпохи, поэтому значительный интерес представляет вопрос контакта саргинских и кунгурских отложений. Остановимся лишь на основных моментах этих соотношений.

К началу кунгурского времени относятся наиболее резкие дислокации Предуральского прогиба, как-то: западное крыло Николаевской дислокации (кунгурская брекчия), взброс Шиханской зоны с образованием крутого западного крыла, оба крыла Кинзебулатовского поднятия и т. д. Повидимому, и глубокая эрозия северной части Ишимбайского поднятия (район Яр-Бишкадакского массива) объясняется значительным поднятием этого участка в это же время, что выразилось в трансгрессивном залегании кунгура на швагериновом горизонте. Континентальный перерыв в основании кунгура Куш-Тау устанавливает Сошкина, наблюдавшая залегание кунгура на элювии нижележащих горизонтов с размывом саргинских отложений.

Для понимания предкунгурского рельефа существенное значение имеет и другое явление, а именно — продолжающееся в кунгуре опускание артинских прогибов с вовлечением в это прогибание окраинных частей артинских поднятий. Так, современное залегание саргинских отложений к западу от ишимбайских массивов, обнаруживающее погружение подошвы этих отложений с севера на юг на 200—300 м, служит указанием на продолжающееся прогибание Буранчинского прогиба и в кунгурское время. Современное положение южного окончания Кинзебулатовского поднятия объяснимо лишь послеартинским опусканием этого участка, бывшего в артинское время наиболее приподнятым. Также и наблюдающийся рельеф восточной части ишимбайских массивов не отвечает предкунгурскому рельефу, так как заметное ускорение прогибания Байковского прогиба в кунгурское время с запада на восток повлекло за собой погружение к востоку тальвегов саргинских эрозионных долин по восточной окраине Ишимбайского района. В результате этих погружений устья эрозионных долин оказались значительно ниже их первичного положения, чем сильно искажается весь предкунгурскии рельеф Ишимбайского района.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Органические остатки верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья обнаруживают определенную периодичность в развитии организмов и четкую зависимость от хода геологической истории Урала и Предгорного прогиба.

Основные рифообразователи последовательно сменяются в течение крупных отрезков времени от гидрактиниодов, через кораллы и мшанки, к водорослям. Особенно четко такая смена выражена в артинскую эпоху: в стерлитамакское время наблюдается пышный расцвет гидрактиниодов и кораллов, в бурцевское и иргинское время мшанки являются основными рифообразователями, а в саргинское время наибольшее распространение получают водоросли и вместе с ними фораминиферы типа «нубекулярный». Менее отчетливо эта же смена прослеживается в послегжелское верхнекаменноугольное время: гидрактиниоды в наибольшем количестве имеются в конце швагеринового времени; в тастубское время особенно распространены кораллы и мшанки, а в конце тастубского времени появляются в большом количестве синезеленые и прикрепляющиеся водоросли.

Эта смена основных групп рифообразующих организмов, очевидно, определяется главным образом химизмом бассейна и содержанием в его воде питательных веществ, так как нет оснований искать причин этих явлений в изменениях глубин или температурного режима бассейна. Первые этапы этих периодов развития органического мира отчетливо совпали с началом крупных седиментационных циклов. Естественно, что

трансгрессия (швагериновая или стерлитамакская) вызвала обновление химизма вод и питательных свойств бассейна (увеличение выноса растительного детрита и пр.), что создало благоприятные условия для развития его населения. Но завершение цикла развития рифостроящих организмов, повидимому, не всегда совпадает с концом седиментационного цикла, если последний определяется только сменой пород, вызванной изменениями тектонических движений. Несмотря на крупные поднятия и существенные перемещения водных масс, в саргинское время широко распространены водоросли, что дает прямые указания на ухудшение условий жизненной среды. В данном случае можно предполагать изменение солености и вообще химизма моря, предшествовавшего кунгурскому бассейну.

Основное значение подмеченных особенностей в распределении организмов заключается в том, что вызывающие их причины, несомненно, имеют широкое региональное значение и свойственны определенной палеогеографической области. Установив для данной области эту смену, можно с уверенностью определять время по этапам развития органического мира, хотя и в пределах только крупных стратиграфических единиц. Так, в данной палеозоогеографической области господство мшанок в артинский век будет всегда соответствовать бурцевскому или иргинскому времени, а гидрактиниоидов и кораллов стерлитамакскому и т. д.

Сходная последовательность в смене тех же рифообразователей устанавливается по глубинам швагеринового и тастубского бассейнов на основании детальных карт фаций: наиболее мелководными организмами являются гидрактиниоиды, за ними следуют кораллы и мшанки, и наиболее глубоководным относятся водоросли (в данном случае шамовеллы).

Чрезвычайно показательно, что ту же смену рифообразователей удалось опять наблюдать в условиях различной скорости прогибания участков: при быстром погружении на них распространены гидрактиниоидные биогермы, при умеренном — кораллы, при наиболее замедленном — брахиоподово-мшанковые биостромы.

Из этих наблюдений можно сделать следующее заключение. Гидрактиниоиды являются показателем мелководья, наилучших условий для жизни и наибольшей скорости прогибания, а следовательно, и наиболее быстрого накопления осадков (соответствующие факты наблюдались при компенсирующем осадкообразовании). Кораллы процветают при более умеренных значениях тех же факторов. Мшанки указывают на меньшую скорость прогибания и осадконакопления, на большую глубину и более посредственные условия для жизни (питательность среды и химизм воды). Наконец, водоросли и фораминиферы типа «нубекулярий» могут служить показателем менее благоприятных для организмов внешней среды, медленного осадконакопления, иногда и медленного прогибания участка, а иногда также и большей глубины бассейна (шамовеллы).

Кроме того, на примере мшанок и фораминифер выяснилось, что отдельные виды и подвиды могут служить прекрасными показателями фациальных условий и геологической истории местообитаний. При этом чувствительность организмов к изменениям внешней среды большая, чем таковая осадков.

2. На основе этих изменений в развитии всех групп организмов и связи развития с ходом геологической истории территории установлено, что наиболее четким переломным моментом, определяющим границу каменноугольного и пермского периодов, может быть только граница тастубского и стерлитамакского времени. Этим доказывается неудобство пользования сакмарским ярусом как стратиграфической единицей, так как ни нижняя (основание швагеринового горизонта), ни верхняя (кровля стерлитамакского горизонта) границы сакмарского яруса не соответствуют моментам наиболее резко выраженных палеогеографических изменений.

3. В пределах изученной части Предуральского прогиба и восточной окраины Русской платформы четко вырисовываются три зоны расположения формаций. В широкой восточной, или карлинско-кинзебулатовской, зоне формаций большинство поднятий характеризуются неполными стратиграфическими разрезами, признаками перерывов, размывов и осушения поднятий, небольшими мощностями горизонтов, карбонатными мелководными осадками с фациями подводных банок значительной глубины. Для прогибов характерны кремнисто-глинисто-карбонатные осадки. В узкой центральной зоне, или зоне рифовой формации, на поднятиях наблюдаются полные разрезы, при отсутствии, как правило, перерывов и размывов, большие мощности отложений и широкое распространение биогермных и биостромных осадков. В погруженных частях этой зоны обнаруживаются известняковые брекчии и глинисто-карбонатные, реже кремнисто-глинисто-карбонатные отложения. В западной, аллагуватовской, зоне формаций имеются полные разрезы со значительными мощностями; осадки преобладают карбонатные и детритусовые, нередко с глинистыми частицами, доломитизацией и окремнением.

4. Полосы распространения литотопов этих трех зон формаций секут последние по линиям с юго-запада на северо-восток, что обусловлено возрастанием скорости погружения к югу Предуральского прогиба и восточной окраины Русской платформы, расширением прогиба в том же направлении и возрастанием интенсивности горообразовательных процессов также с севера на юг. Примерами изменений литотопов в таких направлениях служат: возрастание мощностей и глинистости осадков к югу и юго-западу и противоположное увеличение карбонатности отложений к северу и северо-востоку, а также появление рифовых фаций на северо-востоке (Николаевка) и на юго-западе (Столяровка).

5. Детальное изучение фаций положительных структур восточной и центральной зон вскрыло некоторые общие особенности геологического строения этих структур.

Южные окончания поднятий или отдельных структур в их пределах оказались на более высоком гипсометрическом уровне, и на них наблюдаются максимальное рифообразование, наибольшие мощности и в то же время наибольшие перерывы, размывы и эрозия. Примеры таких взаимоотношений приводились неоднократно (Карлинская и Пастушинская структуры, Северно-Покровский и Куганакский массивы, Шиханская зона, Ишимбайское поднятие). Наиболее отчетливо эти явления прослеживаются на Шиханском поднятии в целом. Кроме того, оно сказывается и в пределах отдельных шиханов, являющихся присводовыми поднятиями.

Эти явления можно объяснить только наибольшей амплитудой как положительных, так и отрицательных движений этих участков, т. е. наибольшей подвижностью южных окончаний отдельных структур и положительных зон в целом. Наибольшая приподнятость южных (или дальних) концов поднятий по отношению к их северным (или ближним) концам и наибольшая их подвижность особенно подчеркиваются одновременным погружением к югу ложа прогибов, смежных с этими поднятиями, и свидетельствуют об увеличении амплитуды дислокации к югу. Сохранение в сводовой части поднятия неизменного положения и даже повышение свода к югу при общем погружении всей депрессии в том же направлении вызывает представление об отставании погружения сводовых частей от общего погружения, о проявлении своего рода инерции масс и противодействия прогибанию Предгорного прогиба. Возможно, что приуроченность рифов к этим наиболее подвижным участкам способствовала возрастанию этой инерции.

Вторая особенность, пока установленная лишь в центральной зоне, — это частое осложнение южных окончаний структур вторичной складчатост-

стью, или их раздвоение. На таких участках заметны очень мелководные осадки с признаками перерывов и сильно сокращенные мощности отложений. Примеры таких условий можно видеть на южных участках Юрак-Тау, Куш-Тау, менее ясно — на Шак-Тау; признаки раздвоения сводовой части отмечены в районе Тра-Тау; особенно отчетливо выражено раздвоение единого швагеринового Ишимбайского поднятия на два (Кажажское и Ишимбайское) в стерлитамакское время. Эта особенность, повидимому, обусловлена в основном также большей подвижностью южных, или дальних, окончаний.

6. Одной из основных задач наших исследований было выяснение закономерностей распределения известняковых массивов ишимбайского типа.

Элементарное знание гидробиологии заставляло большинство исследователей Стерлитамакско-Ишимбайского района считать исходным моментом в развитии рифов образование гипотетической ранне-верхнекаменноугольной пологий и широкой складки. Но дальнейшее формирование рифов и их положительный рельеф объяснялись этими исследователями лишь большой скоростью осадконакопления рифостроящими организмами в условиях быстрого прогибания Предуральского прогиба.

Несомненно, что быстрота прогибания фундамента рифового сооружения, так же как и достаточная удаленность от области сноса терригенного материала, создают основные предпосылки для рифообразования. В нашем случае первенствующее значение для рифообразования достаточно быстрого прогибания Предуральского прогиба и смежной части Русской платформы совершенно очевидно вытекает из наблюдающейся связи между возрастанием скорости прогибания Предуральского прогиба к югу, обусловленным этим увеличением мощности осадков и усилением рифообразования к югу. К явлениям того же порядка относится максимальное рифообразование с наибольшими мощностями на наиболее подвижных южных окончаниях положительных зон и отдельных структур, испытывавших наиболее быстрое опускание. Той же сравнительно большей подвижностью восточного края рифовой зоны, как полосы перехода от более устойчивой, слабо прогибающейся аллагуватовой зоны к быстро прогибающейся восточной зоне, обусловлена приуроченность рифогенных пород к восточному краю рифовой зоны. В этой полосе нарастание ускорения прогибания сказывается особенно заметно, и этим определяется накопление рифогенных масс именно на восточных крыльях всех поднятий рифовой зоны в швагериновое время. Аналогично в дальнейшем, в стерлитамакское время, более быстрое прогибание западного крыла Шиханской зоны повлекло за собой перекочевывание области рифообразования на западное крыло поднятия. Наконец, указывались примеры рифообразования в условиях широтных прогибов, как-то: Южная Кашкара, Косяковка, Забельское и, возможно, Дмитровский и Николаевский районы.

Но все же факты показали, что предпосылки быстрого прогибания фундамента недостаточны для рифообразования. Нашими исследованиями впервые доказано существование конкретных поднятий в пределах всех рифовых массивов, длительное влияние формирующихся поднятий на отложение биогермных пород и приуроченность всех фаций рифов и близких к ним фаций подводных банок к сводовым и присводовым частям положительных структур.

Распределение фаций на Ишимбайском и Шиханском поднятиях, а также и на других структурах показало, что формирование этих положительных структур происходило длительно в течение всего верхнего карбона, артинского и кунгурского ярусов. Так, узкие, почти меридиональные, осевые полосы мелководных фаций с меньшими мощностями и фации крыльев с большими мощностями доказывают длительное формирование Ишим-

байской структуры. К тому же, вызванное пульсационными движениями неоднократное оживление рифообразования только в осевой полосе банок, после моментов однообразного распределения детритусовых фаций при слабо выраженном рельефе банок, не могло быть обусловлено уже существующим положительным рельефом, а лишь ростом структуры (например, верхнетастубское рифообразование после выровненной поверхности среднетастубского времени на Ишимбайской банке, биогермы псевдофузулинового времени на Кинзепулатовском поднятии и др.). Из этих фактов и многих других следует, что при слабо выраженном рельефе в условиях синклинального прогиба рифы не могли бы расти, так как периодически, в связи с пульсациями, несомненно, проявлялся бы губительный для рифов отрицательный рельеф.

Очевидно, что положительные структуры благоприятны для рифов созданием необходимых гидрологических предпосылок для их развития, как то: положительный рельеф и связанная с этим интенсификация движения воды и течений, оптимальные условия температуры, газового режима и содержания CaCO_3 в воде, более чистая вода, большее количество питательных веществ и т. д.

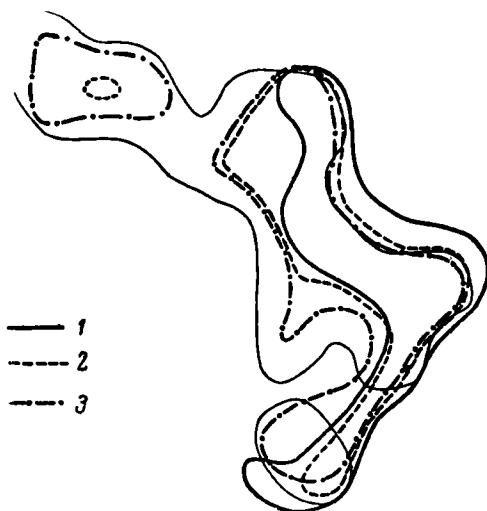
Большинство современных массивов в верхнекаменноугольное время не представляло собой в рельефе рифа в узком смысле этого слова, а лишь подводную банку с плоской и широкой поверхностью. Это доказывается почти полным отсутствием свойственных рифовым телам плащеобразного залегания осадков и резкого сокращения мощностей на коротких расстояниях, расположением фаций и явным преобладанием в теле массивов пачек с нормальным первично горизонтальным и параллельным наложением, с сохраняющимися мощностями на значительном протяжении. Эти пачки сложены в основном детритусовыми породами, а настоящие биогермы оказываются приуроченными главным образом к краевым частям банок. Преобладающее распространение фаций полосовое, а не кольцевое, что также противоречит обособлению массивов во время их формирования. Последнее происходит лишь со стерлитамакского времени в результате биогермного осадконакопления и тектонических движений.

Таким образом, накопление мощных рифогенных масс возможно лишь на положительных структурах при условии значительного прогибания дна бассейна и достаточной удаленности от области сноса терригенного материала. Так как положительный рельеф не может быть создан только самим процессом осадконакопления рифостроящими организмами в условиях прогиба, то распространение рифогенных пород не является непрерывным в пределах этой оптимальной для рифообразования области. Следовательно, рифы могут быть на линиях пересечения докунгурскими положительными тектоническими зонами полосы возможного максимального рифообразования. В пределах этих поднятий наиболее интересны их южные окончания, как области более высокого гипсометрического положения стратиграфических горизонтов и с максимальной мощностью пород, к тому же наиболее насыщенных рифогенными осадками с первичной пористостью, а также подвергавшихся наибольшей эрозии (возможная доломитизация и вторичная пористость). Эти признаки усиливаются на южных окончаниях поднятий еще и вследствие наблюдающегося их юго-восточного отклонения, вследствие которого южные части структур попадают в зону большего прогибания и становятся еще более подвижными. Поиски рифов ишимбайского типа должны, таким образом, направляться исследованиями тектоники западной части Предуральяского прогиба на основе детального изучения стратиграфии и фаций каменноугольных и артинских отложений.

7. Из всего изложенного ясно, что современная форма массивов определяется не только рифообразованием, хотя рифогенные породы имеют

существенное значение в определении хода избирательной эрозии как наиболее стойкие по отношению к выветриванию. Основными факторами, обусловившими современную форму массивов, следует считать тектонику и эрозию; при этом первый фактор является первопричинным, так как им определяется и рифообразование и эрозия. Причинная зависимость этих трех факторов особенно четко выражается в приуроченности как рифообразования, так и эрозии к наиболее подвижным участкам. Обусловленность эрозии тектоникой вытекает из факта наибольшей эродированности подвижных южных окончаний структур и восточных присводовых частей положительных зон. Весьма заметное влияние на современную форму массивов оказывает и продолжающееся в кунгуре формирование каменноугольно-артинских прогибов, которое усиливает предкунгурский эрозионный рельеф, искажая его действительную форму.

8. Миграции рифовых фаций с востока на запад, в установившемся в последнее время упрощенном понимании (т. е. в зависимости только от миграции в том же направлении оси Предгорного прогиба), за верхнекаменноугольное и артинское время в Стерлитамакско-Ишимбайском Приуралье не наблюдается. Практически области максимального рифообразования за этот период более или менее совпадают (фиг. 20). Некоторые передвижения рифообразования во времени оказались обусловленными тектоническим режимом отдельных структур или более широкой области. Так, ускорение прогибания то восточного (в швагериновое время), то западного крыла структур (в стерлитамакское время) определило собой перемещение рифообразования к западу. Появление далее к западу (по сравнению с предыдущим) рифогенных осадков псевдофузулинового, стерлитамакского и саргинского времени, повидимому, вызвано главным образом более интенсивными орогеническими движениями на Урале и, в связи с этим, отодвиганием к западу границы чистой и мутной воды. Противоположные случаи обратного передвижения центров рифообразования к востоку в бурцевское время (Дмитровский район) и иргинское время (биоморфные известняки с. Забельского, Кинзебулатова и Николаевки) свидетельствуют о возможности рифообразования и к востоку от основной полосы рифов в периоды затишного тектонического режима всей области. Таким образом, не отрицая несомненного передвижения области максимального рифообразования с востока на запад в течение крупных отрезков времени, параллельно с формированием Предгорного прогиба, хотелось лишь подчеркнуть, что миграция фаций не может быть обусловлена только непрерывным передвижением оси Предгорного прогиба с востока на запад. Миграция является функцией сложной тектонической жизни более широкой территории.



Фиг. 20. Южная группа ишимбайских массивов. Схема распространения преобладающих рифогенных фаций по горизонтам

1 — позднешвагериновое и раннетастубское время; 2 — познетастубское время; 3 — стерлитамакское время

- Александрова Е. П. О вторичных изменениях в рифовых известняках западного склона Урала. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-ст., сер. А, 1939, вып. 115.
- Безруков П. Л. Артинские пластовые фосфориты Башкирской АССР. 4-й Всесоюз. геол. конф. Тезисы докладов, Уфа, 1937.
- Безруков П. Л. и Е. М. Ворожева. Артинские пластовые фосфориты западного склона Урала. Геол. исслед. агроп. руд СССР. Тр. Научн. ин-та по удобр., 1937, вып. 142.
- Белоусов В. В. Виды идиоморфной складчатости. Сов. геол., 1945, № 8.
- Беляев Г. М. и Раузер-Черноусова Д. М. О некоторых фузулинидах швагеринового горизонта. Тр. Геол. инст. АН СССР, 1938, вып. 1.
- Берг Л. С. Фации, географические аспекты и «географические зоны». Изв. Всес. геогр. общ., 1945, 77, вып. 3.
- Блохин А. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Бюл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, вып. 1.
- Богданов А. А. Стратиграфия кунгура и основные вопросы соляной тектоники Стерлитамакского Приуралья. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, вып. 4.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Моск. общ. испыт. природы. Материалы к позн. геол. строения СССР, нов. сер., 1947, вып. 7 (11).
- Варов А. А. О фосфоритовом слое гор-одиночек Стерлитамакского района. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, вып. 4.
- Васильев И. В. Методика изучения немых угленосных толщ на примере Кизеловского каменноугольного бассейна. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1947, вып. 90.
- Вассоевич Н. Б. Эволюция представлений о геологических фациях. Литологический сб. № 1. Л.—М., Гостопиздат, 1948.
- Виссарионова А. Я. Фузулиниды группы *Pseudofusulina verneuili* (Moeller) из Стерлитамакско-Ишимбайского района. Этюды по микропалеонтологии, 1, вып. 3. М., МГУ, 1937.
- Виссарионова А. Я., Киреева Г. Д., Липина О. А., Раузер-Черноусова Д. М. и др. Фораминиферы верхнекаменноугольных и артинских отложений Башкирского Приуралья. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1949, вып. 105.
- Ворожева Е. М. О фосфатизации артинских пород западного склона Урала. За башк. нефть, 1937, № 4—5.
- Гептнер В. Общая зоогеография. М.—Л., Биомедгиз, 1936.
- Герасимов Н. П. Брахиподы стерлитамакского известняка. Уч. зап. Каз. гос. ун-в., 1929, 89, кн. 5—6.
- Герасимов Н. П. (1). Геологическая карта Урала 1 : 200 000, лист N—40—X—NW (планшет 141—г. Стерлитамак). Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1934, вып. 331.
- Герасимов Н. П. (2). Некоторые замечания к статье проф. М. Э. Ноинского «Швагериновый горизонт и артинские отложения на Южном Урале». Уч. зап. Каз. гос. ун-в., 1934, 94, кн. 1, вып. 3.
- Герасимов Н. П. Уральский отдел пермской системы. Уч. зап. Каз. гос. ун-в., 1937, 97, кн. 3—4, вып. 8—9.
- Гроздилова Л. П. Фузулиниды нефтепородных известняков Ишимбаевского района. Тр. Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, 1938, вып. 101.
- Губкин И. М. Урало-Волжская нефтеносная область (Второе Баку). М.—Л., АН СССР, 1940.
- Добролюбова Т. А. Кораллы верхнего карбона западного склона Среднего Урала и их стратиграфическое значение. Тр. Всес. инст. минер. сырья, 1936, вып. 103.
- Добролюбова Т., Сошкина Е. и Порфирьев Г. Пермские *Rugosa* Европейской части СССР. Палеонтология СССР, 1941, 5, ч. 3, вып. 1.
- Дубровин А. Н. (1). О вторичных изменениях известняков Ишимбаева. За башк. нефть, 1936, № 6.
- Дубровин А. Н. (2). О типе Ишимбаевского рифа и взаимоотношении его с Стерлитамакскими горами-одиночками. За башк. нефть, 1936, № 6.
- Жемчужников Ю. А. Что такое фация? Литологический сб. № 1. Л.—М., Гостопиздат, 1948.
- Карпильский А. П. Об аммонейх артинского яруса и о некоторых сходных с ними каменноугольных формах. Зап. Мин. общ., 1891, ч. 27, 15.
- Квален-фон-Вангенгейм. Об открытии горного известняка между формациями Зап. Урала. Горный журн., 1843, ч. 2, кн. 4.
- Корженевский И. Д. О некоторых новых видах фузулинид из нижнепермских известняков Ишимбаева и Стерлитамакских гор-одиночек. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1940, вып. 7.

- К о р о л ю к И. К. О причинах отсутствия нижнеартинских отложений западнее ишимбаевских массивов. Сов. геол., 1947, сб. 13.
- Л и п и н а О. А. Распределение мелких фораминифер в различных фациях верхнекаменноугольных и артинских отложений ишимбайских погребенных массивов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 8.
- М а р к о в с к и й Б. П. Тезисы доклада «Термин и понятие фация». Литологический сб. № 1. Л.—М., Гостопиздат, 1948.
- М а с л о в В. П. К вопросу о первичных углах наклона пород вокруг рифовых тел. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 2.
- М а с л о в В. П. К вопросу о фазах седиментации и карстообразования погребенных массивов Ишимбая. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 1.
- М а с л о в В. П. О способах захоронения биогермов на примере артинских образований р. Сырлы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 5.
- Материалы по геологии Башкирской АССР. Сб. Баш. экспед. АН СССР 1928—1930 гг. Тр. СОПС АН СССР, сер. Башк., 1939, вып. 1.
- М ё л л е р В. Н. Фораминиферы каменноугольного известняка России. Мат. геол. Росс., 1878, 8; 1880, 9.
- М ё л л е р В. Н. Выдержка из отчета по работам на западном склоне Урала за 1880—81 гг. по журн. присутствия Геол. ком., засл. 31 окт. 1900. Изв. Геол. ком., 1900, 19, № 7.
- М и р ю к о в М. Ф. Стерлитамакские шиханы. 17-й Межд. геол. конгр., Пермская экскурсия. Южный маршрут. М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Н а л и в к и н В. Д. Взаимоотношения зон седиментации и зон складчатости западного склона Урала в верхнем палеозое. Докл. АН СССР, 1944, 45, № 2.
- Н а л и в к и н Д. В. Учение о фациях. М.—Л., НКТП, 1932.
- Н а л и в к и н Д. В. О структурах облекания и палеогеографии верхнего палеозоя Второго Баку. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 2.
- Н е й м а й р М. История земли. СПб., 1902.
- Н о в и к о в а Е. И. Стратиграфия артинских отложений по фауне мшанок. За башк. нефть, 1938, № 11—12.
- Н о и н с к и й М. Э. К вопросу о положении швагериновых слоев в русских верхнепалеозойских отложениях. Доклад на 1-м Всеросс. геол. съезде 1922 г. Географ. вестн., 1923, 2, вып. 1—2.
- Н о и н с к и й М. Э. Швагериновый горизонт и артинские отложения на Южном Урале. Уч. зап. Каз. гос. ун-в., 1934, 94, кн. 1, вып. 3.
- О с и п о в С. С. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Уфимского плато. Пробл. сов. геол., 1933, № 4.
- П о р ф и р ь е в Г. С. О стратиграфическом значении нижнепермских кораллов Башкирии в Среднего Урала. За башк. нефть, 1937, № 6.
- П о с т о в с к и й И. Я. и Г е ц е н В. В. К геохимии нефти и битумов Волго-Уральской области. Хим. тверд. топл., 1935, № 5.
- П у с т о в а л о в Л. В. Геохимические фации моря и их применение в общей и прикладной геологии. Пробл. сов. геол., 1933, № 1.
- П у с т о в а л о в Л. В. О терригенно-минералогических фациях. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Р а у з е р - Ч е р н о у с о в а Д. М. О нижнепермском возрасте отложений с *Pseudofusulina lutugini* (Schellwien) на западном склоне Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, вып. 1.
- Р а у з е р - Ч е р н о у с о в а Д. М. О фузулинидах и стратиграфии верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала (резюме доклада). Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, вып. 5.
- Р а у з е р - Ч е р н о у с о в а Д. М. Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1940, вып. 7.
- Р о з о в с к а я С. Е. К стратиграфии верхнего карбона Башкирского Приуралья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 2.
- Р у ж е н ц е в В. Е. Основные фациальные зоны верхнего карбона на Южном Урале. Докл. АН СССР, 1945, 53, № 8.
- Р у ж е н ц е в В. Е. Основные фациальные зоны сакмарско-артинского комплекса на Южном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 1.
- С е р м я г и н В. Литология рифовых известняков верхнего палеозоя западного склона Урала. Тр. Нефть. геол.-разв. инст., сер. А, 1939, вып. 115.
- С о ш к и н а Е. Д. (1). Биостратиграфическое расчленение верхнекаменноугольных, сакмарских и артинских отложений Башкирии по фауне кораллов. Реф. работ учрежд. Отд. биол. наук АН за 1941—1943 гг. М.—Л., Изд. АН СССР, 1945.
- С о ш к и н а Е. Д. (2). Различные типы и стратиграфия кладохонусовых верхнеартинских отложений Ишимбаево-Стерлитамакского района. Реф. работ учрежд. Отд. биол. наук АН за 1941—1943 гг. М.—Л., Изд. АН СССР, 1945.
- С т е п а н о в Д. Л. О кладохонусовых известняках Ишимбаево-Стерлитамакского района. За башк. нефть, 1938, № 1—2.

- Степанов Д. Л. Верхний палеозой Башкирской АССР. Тр. Нефт. геол.-разв. инст., нов. сер., 1941, вып. 20.
- Страхов Н. М. Основные вопросы геологии кунгурских отложений Башкирского Приуралья. Сов. геол., 1946, сб. 9.
- Теодорович Г. И. Миграция верхнепалеозойских рифов Южной Башкирии. Докл. АН СССР, 1941, 32, № 7.
- Теодорович Г. И. Миграция верхнепалеозойских фаций Башкирии. Докл. АН СССР, 1942, 36, № 9.
- Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 1.
- Теодорович Г. И. (1). О выделении фаций разного порядка. Докл. АН СССР, 1948, 59, № 9.
- Теодорович Г. И. (2). Типы и миграция сакмарско-артинских фаций Татарии, Западной Башкирии и прилегающих районов. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, вып. 1.
- Фредерикс Г. Н. О некоторых верхнекаменноугольных аммонеех Урала. Ежегодник Русск. палеонт. общ., 1918—1921, 3.
- Хворова И. В. Каменноугольно-артинские отложения Шиханской зоны Башкирского Приуралья. Реф. работ учрежд. Отд. биол. наук АН за 1941—1943 гг. М.—Л., Изд. АН СССР, 1945.
- Хворова И. В. Батинальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкирском Приуралье. Докл. АН СССР, 1947, 57, № 9.
- Чернышев Ф. Н. Верхнекаменноугольные брахиоподы Урала и Тимана. Тр. Геол. ком., 1902, 16, № 2.
- Шамов Д. Ф. Стратиграфия артинских и каменноугольных отложений по фауне фузулинид. За башк. нефть, 1938, № 11—12.
- Шульга-Нестеренко М. И. Нижнепермские мшанки Урала. Палеонтология СССР, 1941, 5, ч. 5, вып. 1.
- Caster Kenneth E. Facies nomenclature and the Upper Devonian. Amer. Soc. Geol., Proceed. for 1933, 1934.
- Hesse R. Tiergeographie auf ökologischer Grundlage. 1924.
- Moore Raymond C. Stratigraphical Paleontology. Bull. Geol. Soc. Amer., 1948, 59, № 4.
- Murchison R., Verneuil E. and Keyserling A. The geology of Russia in Europe and the Ural Mountains, vol. 1. London, 1845.
- Nöschel A. Geologische Beiträge zur Kenntniss des Permischen Systems und der Jura-Ablagerungen im Orenburgschen und Busulukschen Kreise des Orenburgschen Gouvernements etc. Verh. Russ. Miner. Gesellsch., Jahrg. 1852—1853, 1853.
- Ortmann A. Grundzüge der marinen Tiergeographie. 1896.
- Walther J. Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft. 1893—1894, Teil 1 und 2.
- Wells J. W. Provisional paleoecological analysis of the Devonian rocks of the Columbus region. Ohio Journ. Sci., 1947, 47, № 3 (пит. по Мурру).

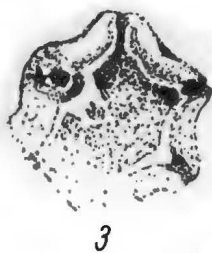
ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

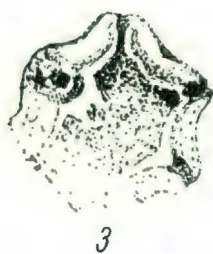
Таблица I

- Фиг. 1, 2, 4, 5. Гидрактинины, Ишимбай, стерлитамакский горизонт.
1. $\times 10$.
2. Часть того же. $\times 20$.
4, 5. Пузырчатая ткань. $\times 20$.
- Фиг. 3. Мицция, поперечное сечение, Кинзебулатово, псевдофузулиновый горизонт. $\times 50$.

Таблица II

- Фиг. 1—5. Мицция и вермипореллы.
1. Известняк с мицциями и вермипореллами в продольном и поперечных сечениях, со сгустками синезеленых водорослей и с шамовеллами, Ишимбай, нижняя зона швагеринового горизонта. $\times 20$.
 2. Близкое к мицциям образование с обрастанием синезелеными водорослями, Ишимбай, средняя зона швагеринового горизонта. $\times 10$.
 3. Мицция, поперечное сечение, Кинзебулатово, псевдофузулиновый горизонт, $\times 20$.
 4. То же, с обрастанием синезелеными водорослями, Ишимбай, средняя зона швагеринового горизонта. $\times 10$.
 5. Вермипорелловый известняк, продольные и поперечные сечения, Ишимбай, нижняя зона швагеринового горизонта. $\times 10$.







1



2



3



4



5



1



2



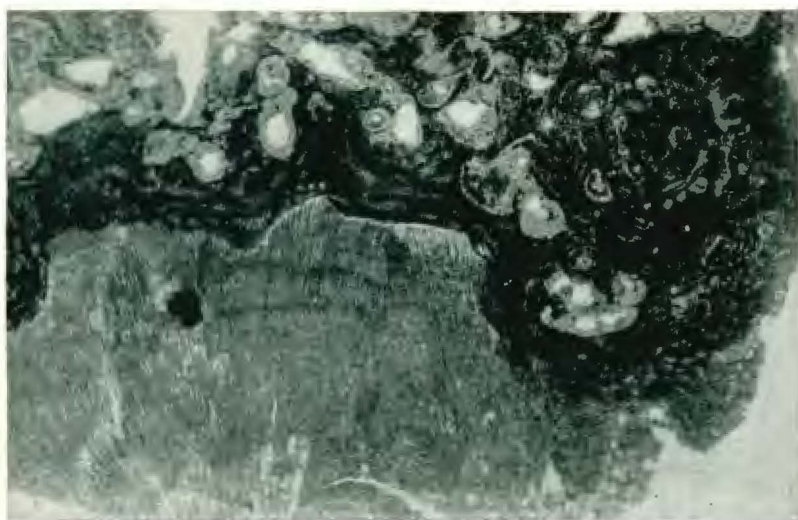
3



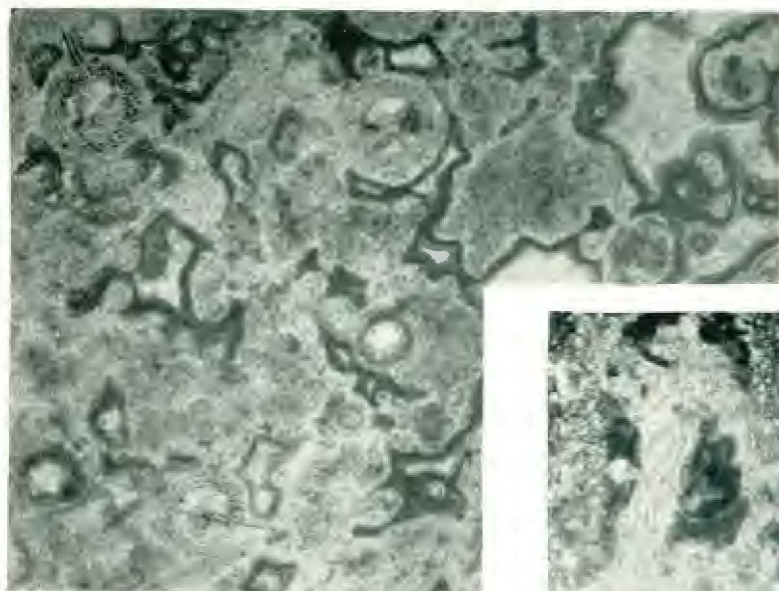
4



5



6



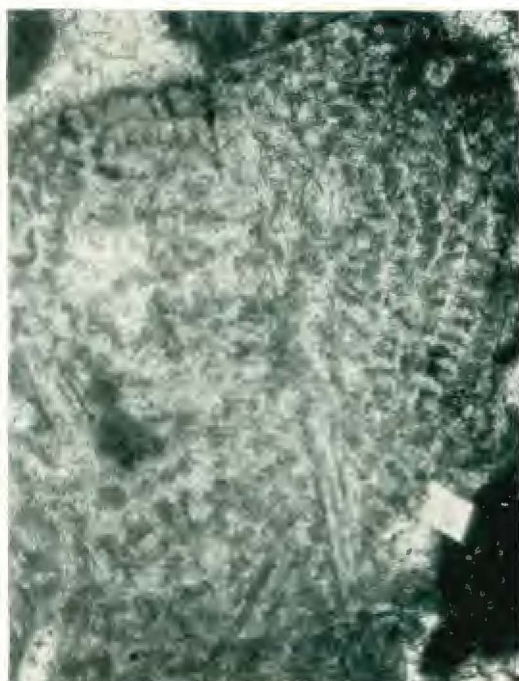
1



2



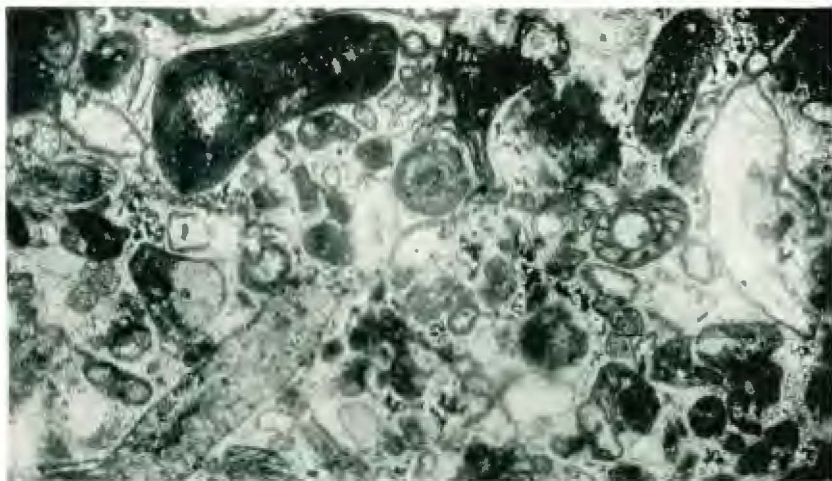
3



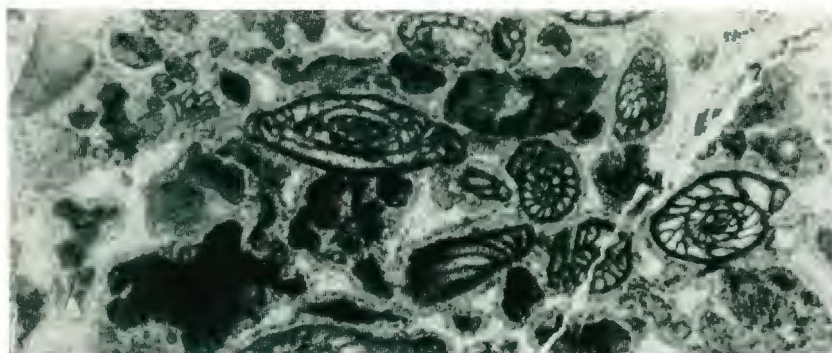
4



1



2



3

Т а б л и ц а III

- Фиг. 1, 2. *Shamovella* gen. nov.
 1. Многослойная крупная форма, Ишимбай, верхняя зона тастубского горизонта. $\times 10$.
 2. Шамовелла со «спикулами», Ишимбай, средняя зона швагеринового горизонта. $\times 20$.
 Фиг. 3, 4. Известковая водоросль с перегородками, Ишимбай, средняя зона швагеринового горизонта. $\times 30$.
 Фиг. 5. Возможно то же, изолированная нить, Ишимбай, швагериновый горизонт. $\times 30$.
 Фиг. 6. Соленопора («снопики») с обрастанием синезелеными водорослями, Столяровка, саргинский горизонт. $\times 20$.

Т а б л и ц а IV

- Фиг. 1. Фосфоритовая конкреция с радиоляриями, Кинзебулатово, псевдофузулиновый горизонт. $\times 75$.
 Фиг. 2. Известковая обволакивающая водоросль «А»; там же, то же. $\times 35$.
 Фиг. 3. Соленопора («снопики») и фораминиферы «нубекулярии», Столяровка, саргинский горизонт. $\times 20$.
 Фиг. 4. Известковая водоросль (?) с губчатым строением, Ишимбай, верхняя зона тастубского горизонта. $\times 30$.

Т а б л и ц а V

- Фиг. 1. Гидрактиноидный перекристаллизованный песок, Кажак, верхняя зона швагеринового горизонта. $\times 20$.
 Фиг. 2. Обломочный известняк со сгустками¹ синезеленых водорослей, там же. $\times 20$.
 Фиг. 3. Сгустково-фораминиферовый известняк, Кинзебулатово, псевдофузулиновый известняк. $\times 10$.

О. А. ЛИПИНА

ФОРАМИНИФЕРЫ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В настоящей статье изложены результаты обработки фораминифер верхнего девона южного крыла Подмосковного бассейна (Бобриковский район), Центрального девонского поля (р. Дон), Сызрани, Саратовской области (Тепловка) и Туймазинского района (Ардатовка). Дополнительно был просмотрен также небольшой материал из Пензенской области и с Тимана, а при описании видов использованы образцы из северной части Средней Сибири. Изучение фораминифер производилось главным образом по шлифам и, частично, по формам, выделенным из глинистых пород путем отмучивания. В Сызрани, Саратовской области и Туймазинском районе изучен весь верхний девон; в Бобриковском районе — начиная с евлановских слоев и выше, до конца девона; в Центральном девонском поле — воронежские и евлановские слои. Всего было обработано по основным разрезам 790 образцов, из которых было сделано и просмотрено приблизительно 1300 шлифов. Кроме того, просмотрено 20 образцов выделенных фораминифер и около 100 образцов дополнительного материала по девону Средней Сибири.

Указанные 790 образцов распределялись по слоям следующим образом:

Стратиграфические подразделения	Центр. часть платформы	Поволжье	Ардатовка
Щигровские слои	—	34	—
Семилукские слои	—	43	—
Воронежские слои	35	37	—
Евланово-ливенские слои	81	48	—
Задонско-елецкие слои . .	18	103	—
Лебедянский горизонт . .	120	193	—
Поддоманиковая свита . .	—	—	12
Доманиковская свита . . .	—	—	4
Наддоманиковская свита . .	—	—	23
Фаменский ярус	—	—	40

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР ПО РАЙОНАМ

Южное крыло Подмосковного бассейна (Бобриковский район)

Евланово-ливенские слои здесь характеризуются довольно богатой фауной фораминифер семейства *Lagenidae*. Это семейство представлено не-

сколькими видами и вариететами новых родов *Eogeinitzina* и *Eonodosaria*, из которых распространены следующие виды: *Eogeinitzina devonica* sp. nov., *Eog. devonica* var. *rara* sp. et var. nov., *Eonodosaria evlanensis* sp. nov., *Eon. evlanensis* var. *longa* sp. et var. nov., *Eon. evlanensis* var. *saratovensis* sp. et var. nov., *Eon. Stalinogorski* sp. nov., *Eon. rauserae* (N. Tchern.), *Eon.? multiformis* sp. nov.

Кроме того, встречен один сомнительный экземпляр наницеллы — *Nanicella* cf. *eugeni* N. Tchern.

Необходимо отметить, что евланово-ливенские слои Бобриковского района содержат наиболее крупные формы лагенид, и этот район — один из самых богатых по количественному содержанию упомянутых форм. При этом в евлановских слоях имеются только наиболее широко распространенные виды: *Eogeinitzina devonica* sp. nov., *Eonodosaria evlanensis* sp. nov., а также *Eon.? multiformis* sp. nov. Все же остальные виды лагенид, наряду с только что перечисленными, встречаются в ливенских слоях.

Кроме фораминифер, в описываемых слоях распространены проблематические образования: светлые кальцитовые трубки с перегородками (водоросли?) двух типов (с более толстыми стенками и септами и более тонкими) и *Umbella* aff. *bella* Masl.; последняя предположительно относится В. П. Масловым к фораминиферам. Изученные формы обладают несколько меньшими размерами, чем описанные Масловым.

Трубчатые образования в Бобриковском районе довольно редки. Они встречаются чаще всего среди известняков, сложенных такими же, но лишенными перегородок, светлыми трубками, которые представляют собой также, повидимому, водоросли и составляют значительную часть ливенских известняков. *Umbella* aff. *bella* не образуют здесь скоплений, как в других местах, а разбросаны отдельными разрозненными экземплярами в евлановских и ливенских слоях.

С концом евланово-ливенского века лагениды исчезают совершенно; что же касается умбелл, то один сомнительный экземпляр был найден в верхах елецких слоев. В средней и изредка в верхней части задонско-елецких слоев была встречена тонкостенная разновидность *Hyperammina elegans* Raus. et Reitl., а также редкие *Bisphaera?* sp.

В лебедянском горизонте фораминиферы почти полностью отсутствуют. Здесь изредка встречаются только тонкостенные *Hyperammina elegans* Raus. et Reitl., *Bisphaera?* sp. и в самых верхах начинают встречаться *Bisphaera irregularis* Bir. и *B. cf. maljavkensis* Bir.

Центральное девонское поле (р. Дон)

В породах евланово-ливенских слоев, в обнажениях р. Дона у деревень Хлевное, Конь-Колодез, Отсочное, Донская Негочевка и Ново-Животинное также встречается довольно богатая фауна лагенид и наницелл. Наницеллы представлены одним видом, близким к *Nanicella gallowayi* Thomas и *N. eugeni* N. Tchern. и относящимся к одной группе с ними. Семейство *Lagenidae* представлено теми же видами родов *Eogeinitzina* и *Eonodosaria* и двумя видами рода *Dentalina*.

Здесь встречены следующие формы: *Eogeinitzina devonica* gen. et sp. nov., *Eog. devonica* var. *rara* sp. et var. nov., *Eonodosaria evlanensis* gen. et sp. nov., *Eon. evlanensis* var. *saratovensis* sp. et var. nov., *Eon. stalinogorski* sp. nov., *Eon. stalinogorski* var. *donensis* sp. et var. nov., *Eon. rauserae* (N. Tchern.), *Eon.? multiformis* sp. nov., *Dentalina irregularis* sp. nov., *D. irregularis* var. *aequalis* sp. et var. nov., *Nanicella tchernyshevae* sp. nov.

Светлые кальцитовые трубки с перегородками (водоросли?) двух типов встречены здесь в большом количестве в воронежских и евланово-ливенских слоях; *Umbella bella* (табл. III, фиг. 18) распространена в породах евланово-ливенских слоев часто в виде скоплений.

Саратовский район (Тепловка)

Фауна лагенид здесь распространена также в евланово-ливенских слоях и представлена, в основном, теми же видами, что и в Центральном девонском поле. При этом массовое количество лагенид встречается в нижней половине евланово-ливенских слоев, кверху же количество их значительно уменьшается, доходя до единичных форм.

Здесь найдены следующие формы: *Eogeinitzina devonica* sp. nov., *Eog. devonica* var. *rara* sp. et var. nov., *Eog. alta* sp. nov., *Eonodosaria evlanensis* sp. nov., *Eon. evlanensis* var. *saratovensis* sp. et var. nov., *Eon. rauserae* (N. Tchern.), *Eon.? multiformis* sp. nov.

Светлые кальцитовые трубки с перегородками (оба типа) распространены начиная с воронежских слоев и до первой половины евланово-ливенских слоев включительно. Выше, до середины елецких слоев, они встречаются изредка, в единичных экземплярах, и под вопросом обнаружены в нижней части лебедянского горизонта. *Umbella bella* (табл. III, фиг. 19, 20) встречается как массовая форма во второй половине евланово-ливенских слоев. Выше ее количество резко уменьшается, и верхней границей ее распространения является самое основание елецких слоев.

В елецком и лебедянском горизонтах Тепловки попадаются редкие сомнительные бисферы, паратураммины, архесферы и туберитины.

Сызранский район

В евланово-ливенских слоях этого района распространены следующие формы лагенид: *Eogeinitzina devonica* sp. nov., *Eonodosaria evlanensis* sp. nov., *Eon. evlanensis* var. *saratovensis* sp. et var. nov., *Eon. rauserae?* (N. Tchern.) (один сомнительный экземпляр), *Eon.? multiformis* sp. nov.

В нижней части евланово-ливенских слоев встречены сомнительные экземпляры *Bisphaera* cf. *irregularis* Bir.

Светлые кальцитовые трубки с перегородками (табл. III, фиг. 17) распространены с воронежских и до нижней части евлановских слоев включительно. *Umbella* aff. *bella* встречается в верхах ливенских или низах задонско-елецких слоев значительно реже, чем на р. Дон или в Саратовской области. Здесь, так же как и на р. Дон, форма эта обладает несколько уменьшенными размерами.

Елецкие слои характеризуются редкой и однообразной фауной фораминифер, состоящей большей частью из *Bisphaera?* sp. Местами, однако, встречаются прослойки известняка, содержащего скопления различных сфер и примитивных фораминифер.

Здесь встречаются: *Parathurammia suleimanovi* sp. nov., *P. suleimanovi* var. *stellata* sp. et var. nov., *P. aff. dagmarae* Sul., *Parathurammia* sp., *Archaeosphaera* sp., *Bisphaera* cf. *irregularis* Bir., *Bisphaera?* sp. и *Tuberitina?* sp.

Parathurammia aff. *dagmarae* встречена только в нижней части толщи, *Bisphaera* cf. *irregularis* — в верхней, остальные формы — в разных частях.

Лебедянский горизонт еще более беден фораминиферами, чем елецкий. Здесь только в нижних 18 м встречаются прослойки, содержащие, как и в елецких слоях, скопления различных сфер и примитивных фораминифер: *Parathurammia suleimanovi* sp. nov., *P. suleimanovi* var. *stellata* sp. et var. nov., *P. cf. spinosa* sp. nov., *Archaeosphaera minima* Sul., *Arch. grandis* sp. nov., *Arch. crassa* sp. nov., *Bisphaera* cf. *irregularis* Bir., *Bisphaera?* sp., *Tuberitina?* sp.

Вся остальная, подавляющая часть лебедянского горизонта фораминифер не содержит.

Здесь лагениды распространены в верхней части наддоманиковой толщи франского яруса девона. Кроме того, в этой части толщи встречены наницеллы (тот же вид, что и на р. Дон), а также в небольшом количестве паратураммины и бисферы.

Обнаружены следующие формы: *Parathuramina suleimanovi* sp. nov., *Parathuramina*? sp., *Bisphaera* cf. *irregularis* Bir., *Eogeinitzina devonica* sp. nov., *Eonodosaria evlanensis* sp. nov., *Eon. evlanensis* var. *saratovensis* sp. et var. nov. (в одном экземпляре), *Eon.*? *multiformis* sp. nov., *Nanicella tchernyshevae* sp. nov., *Nanicella*? sp.

Светлые кальцитовые трубки с перегородками здесь также имеются, но в незначительном количестве. *Umbella bella* не обнаружена.

Фаменский ярус отличается довольно богатым, но совершенно иным комплексом фораминифер. Здесь господствует примитивный род *Parathuramina*, который распространен количественно чрезвычайно широко, образуя иногда паратурамминовый известняк. При этом в нижней толще фаменского яруса фораминиферы наблюдаются лишь в верхних 15 м разреза (подразделения взяты по В. А. Балаеву, 1946) в известняковых прослойках; в остальной же части они отсутствуют.

Для нижней толщи характерны: *Parathuramina cushmani* Sul., *P. aff. dagmarae* Sul., *P. aff. tuberculata* sp. nov. (заходит в верхнюю толщу), *P. suleimanovi* sp. nov. (встречаются выше и ниже).

Верхняя толща характеризуется дальнейшим развитием паратураммин, которое выражено в удлинении шипов, уменьшении размеров раковинки и некотором усложнении стенки.

Здесь встречены следующие формы: *Parathuramina spinosa* sp. nov., *P. tuberculata* sp. nov., *P. aff. tuberculata* sp. nov. (низ), *P. paradagmarae* sp. nov., *P. suleimanovi* sp. nov.

Parathuramina aff. tuberculata распространена в нижней толще и в нижней, большей, части верхней толщи; выше же (в верхах последней) этот вид дифференцируется, очевидно, на два более четко охарактеризованных вида — *P. spinosa* и *P. tuberculata*. *P. suleimanovi* sp. nov. является видом с широким вертикальным распространением, а именно — от наддоманиковой свиты и до слоев этрень включительно.

В предполагаемой переходной толще этрень из паратураммин сохраняется лишь *P. suleimanovi* sp. nov., но появляется значительное количество туберитин (единичные экземпляры были встречены и ниже), бисферы, а также более высокоорганизованные виды (форшии, эндотиры и т. д.), переходящие далее в карбон, вследствие чего они в данной работе, посвященной специфически девонским формам, не описаны.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

1. В Сызрани и Тепловке нижние горизонты франского яруса (от щигровского до воронежского) фораминифер не содержат. Что касается Центрального девонского поля, то в семилукских слоях, повидимому, имеются редкие фораминиферы типа *Nanicella*, на что указывает изображение последней в работе В. Н. Крестовникова (1925) и несколько случайных бывших в моем распоряжении образцов.

2. Евланово-ливенские слои четко выделяются по фораминиферам. Для них характерны представители древних родов семейства *Lagenidae*. Вся группа лагенид является, повидимому, руководящей для евланово-ливенских слоев Русской платформы (табл. 1). В нижележащих горизонтах верхнего девона (от щигровского до воронежского) и в выше лежащих (от за-донско-елецких слоев до лебедянского горизонта) лагениды отсутствуют.

Интересно отметить, что один из видов девонских лагенид — *Lingulina gauzeriae* N. Tchern. найден Н. Е. Чернышевой в 1940 г. в Пашийском и Верхнеуральском районах Урала, в живетском ярусе среднего и в основании франского яруса верхнего девона. Очевидно, лагенидовая фауна существовала на Урале в живетское время и в начале франского и распространилась на запад в евлановский век, когда море покрыло платформу и создались благоприятные условия для жизни этой группы фораминифер. Здесь они развились и приобрели большее разнообразие форм, чем на Урале.

Таблица 1

Распространение фораминифер в евланово-ливенских слоях различных районов Русской платформы и в наддоманиковой свите Ардатовки

Наименование форм	Евланово-ливенские слои				Наддомани- ковая свита (Ардатовка)
	Бобрин- ский район	р. Дон	Тепловка	Сырань	
<i>Parathurammina suleimanovi</i>	—	—	—	—	+
<i>Bisphaera cf. irregularis</i>	—	—	—	0	0
<i>Bisphaera</i> ? sp.	—	—	—	—	0
<i>Eogeinitzina devonica</i>	×	×	×	×	×
<i>Eogeinitzina devonica</i> var. <i>rara</i>	+	0	0	—	—
<i>Eogeinitzina alta</i>	—	—	0	—	—
<i>Eonodosaria eolanensis</i>	×	×	+	+	0
<i>Eonodosaria eolanensis</i> var. <i>longa</i>	0	—	—	—	—
<i>Eonodosaria eolanensis</i> var. <i>saratovensis</i>	0	0	×	+	0
<i>Eonodosaria stalinogorski</i>	0	0	—	—	—
<i>Eonodosaria stalinogorski</i> var. <i>donensis</i>	?	0	—	—	—
<i>Eonodosaria rauzeriae</i>	0	+	+	0	—
<i>Eonodosaria</i> ? <i>multiformis</i>	0	+	+	+	0
<i>Dentalina irregularis</i>	—	+	—	—	—
<i>Dentalina irregularis</i> var. <i>aequalis</i>	—	+	—	—	—
<i>Nanicella tchernyshevae</i>	—	×	—	—	+
<i>Nanicella</i> ? sp.	—	—	—	—	0
<i>Umbella bella</i>	+	×	×	+	—

П р и м е ч а н и е. × — часто; + — обычно; 0 — редко; ? — сомнительные экземпляры

3. Наддоманиковую свиту Ардатовки можно по фораминиферам разделить на две части: нижнюю, большую часть — бесфораминиферовую, и верхнюю (30 м), характеризующуюся наличием лагенид и наницелл, которую можно сопоставить с евланово-ливенскими слоями Центрального девонского поля и Самарской Луки.

4. Единственный представитель наницелл — *Nanicella tchernyshevae* sp. nov. распространена в евланово-ливенских (в большом количестве) и под вопросом в воронежских слоях Центрального девонского поля, в воронежских слоях Пензенской области, в верхней части наддоманиковой свиты Ардатовки, под вопросом — в сирачойской свите Южного Тимана и псковско-чудовских слоях Пензенской области и в значительном количестве в денисовских слоях Среднего Тимана.

Таким образом, эта форма встречается в различных горизонтах франского яруса и, очевидно, характерна для него в пределах Русской платформы.

На Урале, в основании франского яруса, обнаружен очень близкий вид *Nanicella eugeni* N. Tchern. (по Н. Е. Чернышевой), а в верхнем девоне Америки — другой близкий вид *Nanicella gallowayi* (Thomas). Повидимому, группа *N. gallowayi* довольно широко распространена в верхнем девоне различных областей и, возможно, является характерной для франского яруса и за пределами Русской платформы.

5. Кроме фораминифер, для франского яруса верхнего девона характерны проблематические образования (водоросли или фораминиферы). К ним относятся светлые кальцитовые трубки с перегородками двух типов, отличающихся один от другого по толщине стенки и перегородок. Такие трубки в единичных экземплярах встречаются и в семилукских и в задонско-елецких слоях и, повидимому, в живетском ярусе, но в значительном количестве распространены в воронежских и в нижней части евлановских слоев. Второе образование, характерное для франского яруса и относимое под вопросом к фораминиферам, *Umbella bella*, распространено в массовом количестве в евланово-ливенских слоях р. Дон и Тепловки и в меньшем количестве в тех же слоях Бобриковского района и Сызрани. Этот род и вид встречен В. П. Масловым, впервые описавшим его также в евланово-ливенских слоях Москвы и, кроме того, в фаменском ярусе Казахстана (Семизбугу). Таким образом, на Русской платформе этот вид наблюдался Масловым и мною только в евланово-ливенских слоях (и, может быть, в низах елецких) и, возможно, характерен для этой части верхнего девона. Однако в более отдаленной области — в Казахстане он, повидимому, существовал и позднее, в фаменском ярусе.

6. В пределах франского яруса евланово-ливенский век является, повидимому, временем расцвета фораминифер. Здесь достигают своего наибольшего развития не только формы, характерные лишь для самих евланово-ливенских слоев (например, лагениды и *Umbella bella*), но и формы, проходящие по всему франскому ярусу, как наницелла и др. Очевидно, в евланово-ливенском веке существовали наиболее благоприятные условия для развития форм со стекловатой, известковой раковинкой, а именно — нормальный морской бассейн, богатый известью. При этом лагениды встречаются только в известняках и мергелях, наницеллы наблюдались и в глинистых прослоях.

7. Фаменский ярус на платформе характеризуется бедной и примитивной фауной фораминифер, состоящей из паратураммин, архесфер, бисфер (большей частью в верхних частях), туберитин (?) и проблематической формы — *Bisphaera?* sp. При этом богатство и разнообразие фауны этого типа возрастают по направлению к восточным районам платформы. Так, в Бобриковском районе встречаются только редкие проблематические *Bisphaera?* sp. и тонкостенная разновидность *Hyperammina elegans* Raus, et Reittl. В Сызрани микрофауна уже значительно более богатая и разнообразная: появляется несколько видов паратураммин, архесферы, бисферы и туберитины. В количественном отношении микрофауна также увеличивается: появляются прослойки, обогащенные фораминиферами. Восточнее, в Туймазинском районе, имеются еще большие скопления паратураммин, которые представлены здесь несколькими довольно четкими видами и переполняют некоторые прослойки, образуя паратурамминовый известняк.

8. Для паратураммин фаменского яруса Ардатовки характерна быстрая изменчивость в вертикальном направлении. Однако сопоставление ардатовского разреза с разрезами других районов по фораминиферам затруднительно ввиду бедности фораминиферами фаменского яруса платформы, за исключением Ардатовки, и того обстоятельства, что паратурамминовая фауна на Самарской Луке встречается, повидимому, в более низких горизонтах, чем в Ардатовке.

Граница двух толщ фаменского яруса Ардатовки по фораминиферам

проходит немного ниже (приблизительно на 15 м) того уровня, по которому она проводится по макрофаунистическим и литологическим данным В. А. Балаевым (1946), так как фораминиферы появляются в прослойках известняка еще в верхах нижней толщи, в то время как во всей остальной (большей части этой толщи) они отсутствуют (табл. 2).

Вертикальное распространение верхнедевонских фораминифер в Ардатове

Таблица 2

Франский	Ф а м и л и й		Этренб	Ярус	Возраст	Наименование форм
	Нижняя	Верхняя				
Наддоманиковская				Толща		Lagenidae
						Nauicella tchernyshevae
						Parathurammina ? sp
						P. aff. cushmani
						P. aff. dagmarae
						P. aff. tuberculata
						P. paradagmarae
						P. spinosa
						P. tuberculata
						P. sulciatopoli
						Visphaera cf. irregularis
Бесфораминиферная толща	Бесфораминиферная толща	Паратхурамминиферная толща	Этренб			Предполагаемые подразделения по фораминиферам
Наддоманиковская группа французского яруса	Франкенский ярус					

Предполагаемые слои этренъ здесь хорошо отграничиваются от фаменского яруса и характеризуются исчезновением паратураммин (за исключением *Parathuramina suleimanovi* sp. nov.) и появлением фораминифер уже переходного к карбону типа (форшии, эндотиры и др.).

Резюмируя сказанное, можно было бы по фораминиферам наметить для Ардатовки следующие стратиграфические подразделения, границы которых в основном совпадают с общепринятыми (за исключением небольшого смещения на границе двух толщ фаменского яруса).

Наддоманиковая свита делится на нижнюю — бесфораминиферовую толщу, и верхнюю — лагенидовую, которая, повидимому, соответствует

евланово-ливенским слоям. Это единственный вывод, который можно сделать на основании исследования фораминифер по вопросу о соотношении разрезов восточной окраины и центральной части платформы. Верхняя граница лагенидовой толщи точно совпадает с верхней границей наддоманиковой свиты.

Фаменский ярус делится на бесфораминиферовую толщу, включающую в себя почти всю нижнюю толщу, и паратурамминовую, которая охватывает верхние 15 м нижней и всю верхнюю толщу.

Необходимо отметить, что указанные подразделения намечены только в одной точке и должны быть проверены на большем количестве материала.

Нижняя граница слоев этрень в Ардатовке в общем совпадает с границей по В. А. Балаеву (1946) и проводится по резкому сокращению паратурамминовой фауны и появлению многокамерных фораминифер. В этом отношении характер границы девона и карбона Туймазинского района гораздо более сходен (Малахова, 1948) с таковым западного склона Среднего Урала (Чусовской район), чем центральных частей платформы, где малевко-муравнинские и, возможно, упинские слои не содержат еще многокамерных фораминифер. Последние появляются в центральных частях платформы лишь в чернышинских известняках, в то время как для малевко-муравнинских и частично упинских слоев характерны скопления бисфер: *Bisphaera irregularis* Bir. и *B. maljavkensis* Bir. и гипераммин: *Hyperamina minima* Bir. (Бирина, 1948, 1).

С другой стороны, в более южных частях западного склона Урала (реки Рязяк, Сиказы, Залим, Пашийский район) Н. Е. Чернышевой уже в верхней части фаменского яруса найдены многокамерные формы — *Endothyra* и *Ammobaculites*.

О П И С А Н И Е В И Д О В

СЕМЕЙСТВО SACCAMINIDAE

Род *Parathuramina* Suleimanov, 1945

Род *Parathuramina* выделен И. С. Сулеймановым в 1945 г. В зоне этрень Ишимбаевского района он встретил три вида этого нового рода: *Parathuramina dagmarae*, *P. oldae* и *P. cushmani*. При изучении верхнего девона Ардатовки было обнаружено несколько новых видов паратураммин, имеющих узкое вертикальное распространение. В настоящее время представляется возможным разделить все известные виды паратураммин на две группы: группу тонкостенных форм, или группу *Parathuramina dagmarae* Sul. и группу толстостенных форм, или группу *P. cushmani* Sul. К первой относятся: *P. dagmarae* Sul., *P. oldae* Sul., *P. tuberculata* sp. nov., *P. aff. tuberculata* sp. nov., *P. paradagmarae* sp. nov. и *P.?* aff. *dagmarae* Sul.

Ко второй группе относятся: *P. cushmani* Sul., *P. suleimanovi* sp. nov., *P. suleimanovi* var. *stellata* sp. et var. nov., *P. aff. cushmani* Sul. Новый вид *P. spinosa* sp. nov. является промежуточной формой между двумя указанными группами, приближаясь, однако, более к группе тонкостенных паратураммин, с одним из видов которого (*P. tuberculata*) он имеет много общего. В заключение необходимо отметить существование постепенных переходов между некоторыми видами не только одной группы, но и разных групп.

Parathuramina spinosa sp. nov.

Табл. I, фиг. 1 и 2

Раковинка однокамерная, неправильной формы, приближается к шарообразной, с шипами на поверхности. Число шипов неясно ввиду отсут-

ствия выделенных из породы экземпляров, но в сечении обычно попадает 3—4 шипа (до 6). Размеры раковинки 0.15—0.20 мм. Шипы достигают в длину 0.07—0.09 мм и в диаметре приблизительно 24 μ . Внутренняя поверхность раковинки иногда шарообразная, иногда неправильная, но все же более округлая, чем внешняя поверхность, поэтому стенка не всегда имеет равномерную толщину.

Стенка известковая, темная, тонкозернистая; обычная толщина ее 22 μ (колеблется в пределах 12—25 μ). Часто стенка окаймлена с обеих сторон темными ободками, между которыми находится более светлый, сероватый зернистый слой стенки.

Апертуры находятся на концах шипов, соединенных с внутренней полостью канальцами в 7 μ .

С р а в н е н и е. Отличается от *Parathurammia cushmani* Sul. меньшими размерами, более тонкой стенкой, не содержащей включений крупных зерен, наличием шипов и хорошо выраженными апертурами на концах последних. От *Parathurammia dagmarae* и *P. oldae* Sul. отличается также более мелкими размерами, более толстой стенкой и меньшим количеством апертур на концах довольно длинных шипов (об относительном количестве апертур позволяет судить большое число сечений этого вида).

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Верхняя толща фаменского яруса Ардатовки. Встречается в массовом количестве.

Г о л о т и п. Экз. № 3279/1, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Г р у п п а *Parathurammia dagmarae* Suleimanov

Характеризуется тонкой стенкой с резкими контурами.

***Parathurammia tuberculata* sp. nov.**

Табл. I, фиг. 3 и 4

Раковинка неправильной формы с шипами на поверхности. В разрез попадают обычно 2, реже 4 шипа, но часты также разрезы и без шипов. Размеры раковинки 0.07—0.20 мм. Измеренная длина шипа 0.05 мм. Внутренняя поверхность раковинки также неправильная, параллельная внешней поверхности, так что толщина стенки равномерная.

Стенка однослойная, тонкая, темная, тонкозернистая. Толщина ее 7—10 μ .

Апертуры находятся на концах шипов или сосочковидных возвышений типа *Parathurammia dagmarae* Sul.

С р а в н е н и е. Форма очень близка к *Parathurammia dagmarae* Sul. и *P. oldae* Sul., но отличается от них малыми размерами и меньшим количеством более вытянутых шипов с апертурами на концах. От *P. spinosa* sp. nov. отличается более тонкой, равномерной и всегда однослойной стенкой. Между этими двумя видами есть промежуточные формы.

Среди экземпляров этого вида встречаются почти шарообразные, с отсутствием или с очень небольшим количеством шипов, не попадающих в разрез, что дает основание предполагать наличие постепенного перехода к роду *Archaeosphaera*.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Верхняя толща фаменского яруса Ардатовки. Массовая форма.

Г о л о т и п. Экз. № 3279/5, хранится в Музее ИГН АН СССР.

***Parathurammia* aff. *tuberculata* sp. nov.**

Табл. I, фиг. 5

Отличается от основной формы недоразвитием шипов. Последние коротки, часто едва выступают над поверхностью раковинки.

Стенка иногда более толстая, что приближает данную форму до некоторой степени к *Parathurammia spinosa* sp. nov.

Вид этот, повидимому, является предковой формой *P. tuberculata* sp. nov. и, возможно, *P. spinosa* sp. nov., разделение которых происходит, очевидно, уже позднее.

Местонахождение и возраст. Верхи нижней толщи и нижняя половина верхней толщи фаменского яруса Ардатовки.

Parathurammia paradagmarae sp. nov.

Табл. I, фиг. 10

Форма, переходная от *Parathurammia dagmarae* Sul. к *P. tuberculata* sp. nov., более близкая к последней. По толщине и характеру стенки эта форма приближается к *P. tuberculata* sp. nov., но по размерам — к *P. dagmarae* Sul. Имеются все переходы к *P. tuberculata* sp. nov. Апертуры также имеют переходный характер: то их много, как у *P. dagmarae*, но расположены они на концах коротких прямых шипов, то мало, но располагаются на концах сосочковидных возвышений.

Местонахождение и возраст. Низы верхней толщи фаменского яруса Ардатовки. Формы не частые.

Голотип. Экз. № 3279/10, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Parathurammia? aff. *dagmarae* Suleimanov

Табл. I, фиг. 8 и 9

Раковинка крупная, неправильно округлой формы, с поверхности покрытая сосочковидными возвышениями (бугорками). Размеры раковинки 0.28—0.55 мм (наиболее типичны 0.45—0.55 мм).

Стенка очень тонкая, иногда однослойная, иногда с неясным внутренним светлым слоем типа *Bisphaera*, изредка с намеком на такой же внешний слой; толщина стенки 12—17 μ (в двуслойных экземплярах темный слой составляет 7 μ , светлый 10 μ).

В одном экземпляре удалось наблюдать интересное явление: внутри особи как бы вложена вторая такая же особь, почти повторяющая контур внешней (апертуры внутренней особи находятся против апертур внешней). Против случайности этого явления говорит совпадение апертур. Найти причину этого явления не удалось.

Апертуры многочисленные (8—14 в поле зрения), находятся на концах сосочковидных возвышений.

Сравнение. Форма по внешним очертаниям и размерам тождественна *Parathurammia dagmarae* Sul., но отличается от нее лишь характером стенки (типа *Bisphaera* в некоторых случаях) и обычно немного большими размерами. По характеру стенки этот вид отнесен к роду *Parathurammia* под вопросом, так как является переходным к роду *Bisphaera*. Это говорит о существовании родственных связей между этими двумя родами; возможно, что они произошли от одного предка.

Местонахождение и возраст. Елецкий горизонт Бобринского района и верхняя часть нижней толщи фаменского яруса Ардатовки. Форма частая.

Группа *Parathurammia cushmani* Suleimanov

Характеризуется толстой стенкой, большей частью с расплывчатыми контурами.

Раковинка довольно крупная, субшарообразной формы, иногда с не-
большими шишиками (2—5 в поле зрения) или с сосочковидными возвы-
щениями на поверхности. Размеры раковинки 0.25—0.45 мм.

Стенка темная, однослойная, тонкозернистая; толщина ее 12—24 μ .

Апертуры расположены на концах небольших шишиков или сосочко-
видных возвышений.

С р а в н е н и е. От *Parathuramina cushmani* Sul. отличается более
тонкой стенкой без агглютинированных включений и более резко выражен-
ной в рельефе апертурой (вплоть до шишиков). Есть переходные формы к *P.*
aff. *dagmarae* Sul., присутствующей здесь же.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Верхняя часть нижней
толщи фаменского яруса Ардатовки. Форма частая.

Parathuramina suleimanovi sp. nov.

Табл. I, фиг. 12—14

Раковинка однокамерная. Внешняя поверхность раковинки непра-
вильная, часто угловатая. Размеры раковинки колеблются в пределах
0.11—0.33 мм (наиболее часто 0.18—0.24 мм), внутренний диаметр полости
более постоянен — обычно 0.07—0.09 мм и в очень редких случаях коле-
блется в пределах 0.04—0.13 мм. Внутренняя поверхность раковинки обы-
чно правильно шарообразная, гладкая, но бывает и неправильных очертан-
ний.

Стенка известковая, темная, тонкозернистая, очень толстая, с неров-
ными контурами, неодинаковой толщины в разных частях раковинки;
толщина ее 22—88 μ .

Апертуры соединены с внутренней полостью каналами, проходящими
сквозь стенку. Обычно апертуры расположены на небольших конусооб-
разных возвышениях.

С р а в н е н и е. Из описанных И. С. Сулеймановым видов этого рода
данная форма наиболее приближается к *Parathuramina cushmani* Sul.,
но отличается от последней более мелкими размерами раковинки, более
толстой стенкой и обычно относительно правильно-шарообразной внутрен-
ней полостью раковинки.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Елецкие слои и лебе-
дянский горизонт Сызрани, наддоманиковая свита и весь фаменский ярус
Ардатовки, средняя и верхняя пачки, а также верхняя часть нижней пачки
турне севера Средней Сибири.

Г о л о т и п. Экз. № 3279/17, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Parathuramina suleimanovi var. *stellata* sp. et var. nov.

Табл. I, фиг. 15 и 16

Раковинка однокамерная, свободная или прикрепленная, неправиль-
ной или звездчатой формы, несет на своей поверхности длинные пипы.
Размеры раковинки 0.08—0.24 мм. Внутренние контуры раковинки имеют
неправильное или звездчатое очертание вследствие оттянутой к апертуре
стенки.

Стенка известковая, темная, тонкозернистая, неодинаковой толщины
в разных частях раковинки, часто с расплывчатыми внешними контурами.

Апертуры расположены на концах шипов, внутри которых проходят
каналы.

С р а в н е н и е. Этот вариегат отличается от основного вида наличием шипов, формой внутренней поверхности — не шарообразной, а неправильной или звездчатой (непостоянный признак), несколько меньшими размерами раковинки и более тонкой стенкой. От всех видов, описанных И. С. Сулеймановым, отличается меньшими размерами и наличием шипов. По форме раковинки описанный вид приближается более к *Parathurammia dagmarae* Sul. и *P. oldae* Sul., но отличается от них, кроме того, более толстой стенкой, а от *P. cushmani* Sul. (к которой приближается по толщине стенки) — формой раковинки и отсутствием агглютинированных частиц в стенке.

Не совсем ясен вопрос относительно образа жизни описываемого вариетета. В шлифах найдены два экземпляра прикрепленной формы без шипов. Возможно, что прикрепленные и некрепленные формы — разные виды, но возможно также, что «неприкрепленные» являются только соответствующими разрезами прикрепленных форм.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Елецкие слои и лебедянский горизонт Сызрани; верхний девон и нижняя пачка турне севера Средней Сибири.

Г о л о т и п. Экз. № 3279/20, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Род *Archaesphaera* Suleimanov, 1945

Представители этого рода расчленяются на виды по размерам диаметра раковинки и толщине стенки. Все встреченные формы по размерам можно разделить на три вида: *Archaesphaera crassa* sp. nov., *Archaesphaera grandis* sp. nov., *Archaesphaera minima* Sul.

Archaesphaera crassa sp. nov.

Табл. I, фиг. 17

Раковинка однокамерная, шарообразная, свободная, с гладкой поверхностью. Диаметр раковинки 0.06—0.09 мм.

Стенка темная, однородная, известковая, тонкозернистая; толщина ее 12—24 м.

С р а в н е н и е. От *Archaesphaera minima* Sul. отличается более толстой стенкой, от *Archaesphaera magna* Sul. — меньшими размерами диаметра раковинки и в некоторых случаях также более толстой стенкой.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Лебедянский горизонт Сызрани и турнейский ярус севера Средней Сибири.

Г о л о т и п. Экз. № 3279/22, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Archaesphaera grandis sp. nov.

Табл. I, фиг. 18

Отличается от *Arch. crassa* большими размерами: диаметр раковинки 0.12—0.24 мм, толщина стенки 22—44 м. В некоторых экземплярах видны радиальные канальчики, повидимому, апертуры, диаметром 7 м (измерено у одного экземпляра).

От *Archaesphaera magna* Sul. отличается меньшими размерами и более толстой стенкой.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Лебедянский горизонт Сызрани и турнейский ярус севера Средней Сибири.

Г о л о т и п. Экз. № 3279/23, хранится в Музее ИГН АН СССР.

1945. *Archaeosphaera minima*. Сулейманов. ДАН СССР, т. 48, № 2, стр. 132, рис. 1.

Диаметр раковинки 0.07—0.09 мм (реже 0.05—0.06 мм), толщина стенки 10—12 μ . Отличается от типичной *Archaeosphaera minima* Sul. значительной толщиной стенки, не выходящей, однако, за пределы диагностических признаков вида.

Местонахождение и возраст. Лебедянский горизонт Сызрани, верхний девон и турнейский ярус севера Средней Сибири.

Bisphaera? sp.

Табл. I, фиг. 19—21

На протяжении всего фаменского яруса во всех изученных районах, а также иногда и во франском ярусе (Туймазинский район) встречается проблематическое образование, представляющее собой, повидимому, нечто среднее между паратурамминами и бисферами. Эти фораминиферы (?) состоят из однокамерных раковинок неправильной формы, большей частью с округлыми контурами, иногда угловатыми.

Стенка у них однослойная, темная, тонкозернистая, часто неопределенно расплывчатая. Форма довольно сильно варьирующая по размерам и по толщине стенки. Некоторые экземпляры, более крупные и тонкостенные, приближаются к бисферам, другие — более мелкие и толстостенные — к паратурамминам.

СЕМЕЙСТВО *ENDOTHYRIDAE*

Род *Nanicella* Henbest, 1935

Группа *Nanicella gallowayi* (Thomas)

Nanicella tchernyshevae sp. nov.

Табл. II, фиг. 1—5

Раковинка плоскоспирально завитая, с округлым или, чаще, в последнем полуобороте заостренным периферическим краем, так что обычно осевой разрез дает один конец округлый, другой — приостренный. В срединном сечении периферия гладкая, реже слабо лопастная. Отношения толщины к диаметру 0.42—0.60 (изредка 0.37). Умбиликусы в большинстве случаев заполнены до уровня последнего оборота светлым кальцитом. Диаметр раковинки 0.20—0.45 мм, наибольшая толщина 0.09—0.20 мм. Обороты в большинстве случаев объемлющие, но часто последние полоборота, или один оборот эволютны. Реже последний оборот охватывает предыдущие с одной стороны, так что осевой разрез имеет бобовидную форму. Обороты довольно быстро возрастают в высоту, особенно конечная часть последнего оборота. Число оборотов 1.5—2 (в одном случае 2.5). Высота последнего оборота 0.05—0.13 мм (чаще всего 0.08—0.09 мм). Начальная камера шарообразная, довольно крупная, внутренний диаметр ее 44—60 μ . Камеры небольшие, не выпуклые, субквадратной, субромбической или субтрапециoidalной формы в срединном сечении. Число их в последнем обороте 9—14. При этом в экземплярах с 1.5 оборотами число камер 9—10, в экземплярах же с двумя оборотами обычно 12—14.

Септы довольно длинные, прямые или лишь слегка изогнутые, без утолщения на концах.

Стенка известковая, светлая, стекловатая; толщина ее в последнем обороте 10—18 μ (наиболее часто 12—14 μ). При этом надо отметить, что в последнем обороте стенка наиболее тонкая, тогда как в ранних оборотах она сильно утолщается, особенно в умбональной части раковинки, образуя дополнительные базальные отложения из материала раковинки, выполняющие умбо. Камеры ранних оборотов, а иногда всех, кроме последнего, также часто бывают заполнены светлым кальцитом.

С р а в н е н и е. Форма эта очень близка, с одной стороны, к *Nanicella gallowayi* (Thomas), с другой к *N. eugeni* N. Tchern. msgr., но отличают ее от обоих этих видов следующие признаки: 1) объемлющие обороты (за исключением последнего); 2) несколько иное соотношение толщины и диаметра (более вздутые формы); 3) несколько меньший диаметр; 4) немного меньшее число оборотов. От *N. eugeni*, кроме того, отличается меньшим количеством камер и не всегда заостренным периферическим краем. Три упомянутых вида девонских наницелл (*Nanicella gallowayi* (Thomas), *N. eugeni* N. Tchern. и *N. tchernyshevae* sp. nov.) очень сходны между собой и резко отличаются от других видов, распространенных в более молодых отложениях, по строению стенки (светлая стекловатая) и раковинки. Таким образом, они образуют резко выраженную группу девонских наницелл, которую можно назвать группой *Nanicella gallowayi* (Thomas).

Изменчивость вида *N. tchernyshevae* sp. nov. выражается в больших или меньших размерах раковинки, количестве камер, большей или меньшей приостренности периферического края, гладкой или лопастной периферии, полным или частичном заполнении умбиликуса светлым кальцитом. Есть две разновидности, относящиеся, повидимому, к разным генерациям: мегасферическая генерация отличается от микросферической меньшими размерами, меньшим количеством оборотов и камер и, в большинстве случаев, лишь частичным заполнением умбиликуса прозрачным кальцитом, сквозь который видны ранние обороты, как у *N. gallowayi* (Thomas). Последняя разновидность преобладает в воронежских слоях Пензенской области.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Евлановские и, возможно, воронежские слои Центрального девонского поля (р. Дон, деревни Конь-Колодец, Отскочное, Донская Негочевка, Кулешовка, Ново-Животинное); воронежские и под вопросом псковско-чудовские слои Пензенской области, наддоманиковская свита Ардатовки, денисовские слои Среднего Тимана и под вопросом сирачойская свита Южного Тимана.

Г о л о т и п. Экз. № 3279/29, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Nanicella? sp.

Табл. II, фиг. 6

Раковинка плоскоспирально завитая, относительно крупная, с очень слабо лопастной (почти гладкой) периферией. Диаметр раковинки 0.44 $\times$ $\times$ 0.55 мм, число оборотов два, они быстро возрастают в высоту. Высота последнего оборота 0.18 мм. Начальная камера шарообразная, внутренний диаметр ее 0.09 мм. Камер в последнем обороте 12—14. Септы короткие, тонкие, без утолщений на концах.

Стенка тонкая, темная, тонкозернистая; толщина ее в последнем обороте приблизительно 10 μ . В основании оборота в срединном сечении видны короткие тонкие шипы, направленные в сторону завивания раковинки. Ввиду наличия всего лишь одного сечения этой формы, вопрос о природе этих шипов неясен — представляют ли они дополнительные базальные отложения или являются частью септ; в последнем случае апертура расположена не в основании септальной поверхности, а в середине ее.

Сравнение. От наницелл описанной группы *Nanicella gallo-wayi* (Thomas) отличается структурой стенки и либо расположением апертуры, либо наличием дополнительных базальных отложений. Форма встречена в единственном экземпляре и поэтому не может быть более точно описана.

Местонахождение и возраст. Наддоманиковская толща Ардатовки.

СЕМЕЙСТВО LAGENIDAE

Девонские лагениды Русской платформы имеют две существенные специфические особенности: 1) наличие, как постоянного признака, двуслойной известковой стенки, состоящей из внешнего светлого стекловато-лучистого слоя и внутреннего темного зернистого слоя; 2) неясно выраженные родовые признаки, так что грань между родами стирается. Так, особи, совершенно одинаковые по размерам, форме и количеству камер и другим признакам, имеют поперечный разрез то гейнитцинового, то лингулинового, то лунукамминового типа. При этом родовые признаки в этих поперечных разрезах выражены очень слабо: у разрезов гейнитцинового типа срединное вдавление еле заметно и часто выражено лишь на внутренней поверхности раковинки, на внешней же разрез остается лингулинообразный. Лунукамминовые разрезы также обладают очень слабым односторонним вдавлением. Часто эти признаки настолько плохо выражены, что невозможно бывает решить, к какому роду отнести данную форму. Нодозариеобразные формы также имеют все переходы к лингулинам; часто встречаются формы, которые можно отнести как к чуть деформированным нодозариям, так и к лингулинам с очень незначительной разницей ширины и толщины.

Повидимому, в девоне родовые признаки еще не сформировались и резкое разграничение родов у лагенид происходит позднее. Ввиду этого мы предлагаем название *Eogeinitzina* для древнего рода, характеризующего собой формы гейнитцино-лунукамминово-лингулинового типа, и *Eopododaria* для рода с формой сечения нодозариево-лингулинового типа с небольшой разницей ширины и толщины раковинки.

Кроме этих двух основных особенностей, для девонских лагенид платформы характерно еще следующее: чрезвычайное однообразие (отличие между видами даже разных родов незначительное), примитивная форма без усложнений и дополнительных образований, относительно мелкие размеры.

Кроме двух упомянутых новых родов, в верхнем девоне встречается иногда (но значительно реже) также род *Dentalina*.

СЕМЕЙСТВО LAGENIDAE

Род *Eogeinitzina* gen. nov.

Родовой диагноз: раковинка состоит из нескольких линейно расположенных камер, по типу *Geinitzina* и *Lingulina*. Тип поперечного сечения гейнитциновый (сандалевидный), лингулиновый (овоидный) или лунукамминовый (бобовидный), со слабыми срединными вдавлениями или без них (табл. II, фиг. 7—9). Стенка известковая, двуслойная, состоит из основного светлого стекловато-лучистого слоя и тонкого темного зернистого слоя, выстилающего внутренние поверхности камер.

Генотип: *Eogeinitzina devonica* gen. et sp. nov.

Раковинка клиновидная, довольно широкая. Апертурный конец обычно слегка уплощенный, иногда слабо выпуклый или, наоборот, слегка вогнутый посредине. Боковые поверхности гладкие или слабо лопастные; швы плоские, реже слегка углубленные. Срединный прогиб слабо выраженный. Отношение высоты последней камеры к наибольшей ширине раковинки 0.3—0.4. Отношение наибольшей толщины раковинки к ее наибольшей ширине чаще всего 0.70—0.77, реже снижается до 0.64. Высота раковинки 0.18—0.32 мм, наибольшая ширина 0.09—0.14 мм, наибольшая толщина 0.06—0.08 мм. Камеры широкие, субквадратно-округлой или округлой формы, необъемлющие (лишь в редких случаях слегка объемлющие). Число камер 5—8. Возрастание высоты камер равномерное и постепенное. Высота последней камеры 0.03—0.05 мм. Начальная камера правильно шарообразная, по величине обычно равна первой камере или немного меньше ее. Внутренний диаметр начальной камеры 24—34 μ .

Стенка двуслойная, с светлым стекловато-лучистым внешним слоем и с темным тонкозернистым внутренним; толщина ее в последней камере 5—10 μ .

Апертура простая, центральная.

С р а в н е н и е. Форма очень близка к *Geinitzina bashkirica* N. Tchern. из воклюмериевых слоев турнейского яруса Южного Урала, от которой отличается, кроме формы поперечного сечения (не всегда гейнитцинового типа), лишь несколько более суженной раковинкой (меньшей шириной и толщиной раковинки) и большим отношением толщины к ширине.

В Бобриковском районе встречается иногда разновидность с загнутыми вниз концами камер. Здесь же распространены чаще крупные экземпляры этой формы, часто уже переходные по размерам к нижеописываемой *Eogeinitzina devonica* var. *rara*.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Евланово-ливенские слои Бобриковского района, р. Дон (деревни Хлевное, Конь-Колодец, Отскочное, Донская Негочевка, Ново-Животинное), Сызрани, Тепловки и наддоманиковская свита Ардатовки. Форма частая.

Г о л о т и п. Экз. № 3279/50, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Eogeinitzina devonica var. *rara* sp. et var. nov.

Табл. II, фиг. 14—15

Раковинка клиновидная, широкая. Боковые поверхности гладкие, реже слегка лопастные; швы почти незаметны. Отношение толщины к ширине 0.57—0.72. Высота раковинки 0.32—0.42 мм, наибольшая ширина 0.14—0.22 мм, наибольшая толщина 0.10—0.13 мм. Камеры округлые или субквадратно-округлые, необъемлющие. Камер 7—9. Возрастание высоты камер равномерное и постепенное. Высота последней камеры 0.05—0.07 мм. Срединный прогиб обычно выражен только на внутренней поверхности камер.

Стенка двуслойная, со светлым стекловато-лучистым внешним слоем и тонким, темным внутренним слоем. Толщина стенки в последней камере 10—18 μ . В области апертуры внутренняя поверхность стенки часто либо оттянута по направлению к следующей камере, что делает ее тоньше, либо, наоборот, вдавлена, что делает ее толще.

С р а в н е н и е. По размерам эта форма более приближается к *Geinitzina bashkirica* N. Tchern., чем описанная выше *Eogeinitzina*

devonica, но по форме камер (более выпуклые) большей частью несколько отличается от нее.

Местонахождение и возраст. Евланово-ливенские слои Бобриковского района, р. Дон (дер. Конь-Колодез) и Тепловки. Форма не частая. Наиболее распространена в Бобриковском районе.

Голотип. Экз. № 3279/54, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Eogeinitzina alta sp. nov.

Табл. II, фиг. 16

Раковинка в начале клиновидная (первые 4—5 камер), в конечной части цилиндрическая. Боковая поверхность гладкая, швы незаметны. Апертурный конец выпуклый. Отношение высоты последней камеры к наибольшей ширине раковинки 0.6. Высота раковинки 0.40 мм, наибольшая ширина 0.12 мм. По форме камер раковинка делится на две части: первые 7 камер довольно низкие и широкие, полулунной формы, слегка объемлющие; последние 3 камеры высокие, почти полукруглые и более узкие. Высота последней камеры 0.07 мм, диаметр начальной камеры 0.03 мм.

Стенка двуслойная; толщина ее в последней камере 10 μ .

Сравнение. Форма специфическая; в литературе сходных форм не описано.

Местонахождение и возраст. Евланово-ливенские слои (нижняя часть) Тепловки. Найдена в единственном экземпляре.

Голотип. Экз. № 3279/62, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Род *Eonodosaria* gen. nov.

Родовой диагноз: раковинка состоит из нескольких камерлинейно расположенных по типу *Nodosaria* или *Lingulina*. Поперечное сечение типа нодозарий или лингулин с небольшой разницей между шириной и толщиной раковинки (табл. II, фиг. 10). Стенка двуслойная, состоит из основного светлого, стекловато-лучистого слоя и тонкого, темного, зернистого слоя, выстилающего внутренние поверхности камер.

Генотип: *Eonodosaria evlanensis* gen. et sp. nov.

Eonodosaria evlanensis gen. et sp. nov.

Табл. II, фиг. 17—21

Раковинка клиновидная, слабо расширяющаяся. Сечение почти нодозариевое. Отношение высоты последней камеры к наибольшей ширине раковинки обычно 0.63—0.71. Апертурная поверхность выпуклая или слабо уплощенная. Боковая поверхность гладкая или слабо лопастная. Высота раковинки 0.15—0.30 мм, наибольшая ширина 0.06—0.09 мм. Камеры субквадратно-округлые или округлые, необъемлющие, довольно медленно возрастающие в высоту. Число камер 4—8 (чаще всего 5—6). Высота последней камеры 0.03—0.05 мм. Начальная камера шарообразная, обычно не уступает по величине следующей за ней первой камере. Диаметр начальной камеры 24—40 μ .

Стенка двуслойная; толщина ее в последней камере обычно 7 μ (5—10 μ).

Апертура простая, центральная.

Сравнение. Изменчивость формы выражается в большей или меньшей выпуклости и округлости камер и апертурного щита, в размерах раковинки, а также в большей или меньшей ширине раковинки: экземпля-

ры с поперечным разрезом нодозариевого типа — более узкие; экземпляры же с поперечным разрезом лингулинового типа и переходного от нодозарий к лингулинам — более широкие.

От визейской *Nodosaria sikazensis* N. Tchern. отличается необъемлющими камерами, двуслойной стенкой и меньшими размерами. Форма довольно изменчивая, при этом одни экземпляры приближаются по форме камер к типу *Nodosaria postcarbonica* Spand. (субквадратно-округлые), другие — к типу *N. shykhanica* Lip. (более округлые камеры). От самой *N. postcarbonica* Spand. отличается меньшим числом камер, слабо выраженными швами, несколько более мелкими размерами и в некоторых случаях, как было указано, более округлыми камерами.

Местонахождение и возраст. Евланово-ливенские слои Бобриковского района, р. Дон (деревни Хлевное, Конь-Колодец, Донская Негочевка, Ново-Животинное), Тепловки и Сызрани и наддоманиковая свита Ардатовки. Форма довольно распространенная, особенно на р. Дон и в Бобриковском районе. В последнем она приобретает иногда более крупные размеры. В Ардатовке является редкой формой.

Голотип. Экз. № 3279/64, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Eonodosaria evlanensis var. *longa* sp. et var. nov.

Табл. III, фиг. 1 и 2

Раковинка узкоклиновидная, в ранней стадии слабо расширяющаяся, в конечной — более быстро расширяющаяся. Отношение высоты последней камеры к наибольшей ширине раковинки 0.54—0.70. Апертурная поверхность выпуклая или слегка уплощенная. Боковая поверхность обычно гладкая. Высота раковинки 0.44—0.50 мм, наибольшая ширина 0.13—0.15 мм. Камеры субквадратно-округлые, необъемлющие. Камер 10. Высота последней камеры 0.07—0.09 мм. Начальная камера шарообразная, равная по величине следующей за ней первой камере. Диаметр начальной камеры у голотипа 27 μ .

Стенка двуслойная; толщина ее в последней камере 10—14 μ .

Сравнение. От основной формы *Eonodosaria evlanensis* отличается бóльшим числом камер и бóльшими размерами.

Местонахождение и возраст. Встречено всего лишь два экземпляра в евланово-ливенских слоях Бобриковского района.

Голотип. Экз. № 3279/72, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Eonodosaria evlanensis var. *saratovensis* sp. et var. nov.

[Табл. II, фиг. 22—24

Раковинка ширококлиновидная, слабо расширяющаяся (почти цилиндрическая). Апертурный конец уплощенный или слабо выпуклый, боковые поверхности гладкие или слегка лопастные. Отношение высоты последней камеры к ширине раковинки чаще всего 0.50, но бывает и 0.37. Высота раковинки 0.15—0.30 мм, наибольшая ширина 0.08—0.12 мм, наибольшая толщина 0.06—0.07 мм. Камеры субквадратно-округлые или субквадратные, довольно высокие, возрастают равномерно и медленно. Высота последней камеры 0.03—0.06 мм. Число камер чаще всего 5—6, колеблется в пределах 4—7. Начальная камера шарообразная, довольно крупная.

Стенка двуслойная; толщина ее в последней камере у мелких форм 7—10 μ , у крупных 12—20 μ .

Апертура простая, центральная.

С р а в н е н и е. От основной формы *Eonodosaria evlanensis* отличается более ширококлиновидной формой, большей шириной раковинки, субквадратной формой камер и несколько большими размерами раковинки и толщиной стенки.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Евланово-ливенские слои Бобриковского района, р. Дон (деревни Конь-Колодец, Отскочное, Ново-Животинное), Тепловки, Сызрани и наддоманиковая свита Ардатовки. Форма не частая в Бобриковском районе и на р. Дон, распространенная (почти в массовом количестве) в Тепловке, довольно распространенная в Сызрани; в Ардатовке же встречена лишь в одном экземпляре. Экземпляры с р. Дон более мелкие, в Сызранском же и Тепловском районах чаще встречаются более крупные формы.

Г о л о т и п. Экз. № 3279/74, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Eonodosaria stalinogorski sp. nov.

Табл. III, фиг. 3 и 4

Раковинка узкоклиновидная, расширяющаяся в начале и почти цилиндрическая в конечной стадии развития. Швы почти незаметны. Отношение высоты последней камеры к ее ширине 0.5—0.6. Высота раковинки у экземпляра голотипа 0.44 мм, наибольшая ширина 0.12—0.13 мм (ширина в области последней камеры и в области пятой камеры одинакова). Камер 9. Первые 5 камер вытянуты в ширину, имеют округлую форму, и каждая последующая камера слегка охватывает предыдущую. Последние 4 камеры более узкие и высокие, и концы септ крючкообразно загнуты и направлены внутрь камер. Высота последней камеры 0.08 мм.

Стенка двуслойная; толщина ее в последней камере 12—18 μ .

Апертура расположена в центре воронки, образованной загибом септ.

С р а в н е н и е. Форма специфическая. От *Eonodosaria evlanensis* sp. nov. отличается формой камер и крючкообразным загибом септ близ апертуры.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Евланово-ливенские слои Бобриковского района и р. Дон (дер. Конь-Колодец). Форма не частая.

Г о л о т и п. Экз. № 3279/77, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Eonodosaria stalinogorski var. *donensis* sp. et var. nov.

Табл. III, фиг. 5

Раковинка крупная, почти цилиндрическая, несколько даже суживающаяся кверху. Боковая поверхность неровная, слегка как бы изъеденная; швы почти незаметны. Отношение высоты последней камеры к ее ширине 0.75. Высота раковинки 0.39 мм, толщина 0.12—0.18 мм. Форма камер приближается к бочкообразной. Септы близ апертуры крючкообразно загнуты и направлены внутрь камер, что образует нечто вроде шейки. Камер более 5. Высота последней камеры 0.09 мм.

Стенка двуслойная; толщина ее в последней камере 12—18 μ . Крючкообразные загибы септ близ апертуры часто образуются за счет внутреннего темного слоя стенки.

Апертура центральная, несколько усложненная загибом септ.

С р а в н е н и е. От основной формы *Eonodosaria stalinogorski* sp. nov. отличается меньшим количеством более высоких и суживающихся кверху камер.

Местонахождение и возраст. Евланово-ливенские слои р. Дона (дер. Конь-Колодец) в единственном экземпляре и сомнительный экземпляр в Бобриковском районе.

Голотип. Экз. № 3279/80, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Eonodosaria rauserae (N. Tchernysheva) msr.

Табл. III, фиг. 6—8

Раковинка клиновидная, неширокая. Апертурный конец выпуклый. Швы слегка углублены или плоские. Отношение высоты последней камеры к ширине раковинки 0.37—0.50. Отношение толщины к ширине раковинки обычно 0.70—0.85. Высота раковинки 0.14—0.23 мм, наибольшая ширина 0.07—0.11 мм, наибольшая толщина 0.06—0.07 мм. Камеры округлой формы, довольно высокие, обычно слегка объемлющие, иногда необъемлющие. Камер 4—8. Высота последней камеры 0.03—0.05 мм. Начальная камера шарообразная, по величине равна или менее последующей.

Стенка двуслойная; толщина ее в последней камере 5—10 μ .

Апертура простая, центральная.

Сравнение. Форма тождественная *Lingulina rauserae*, выделенной Н. Е. Чернышевой, из живецкого и франского ярусов Урала. Описываемая форма отличается от уральских лишь несколькими размерами. Судя по очень небольшому превышению ширины раковинки над толщиной, которое отражено и на изображении поперечного сечения типичного экземпляра, а также по наличию двуслойной стенки, вид этот также относится к роду *Eonodosaria*. Необходимо отметить, что и автор вида условно относит последний к роду *Lingulina*.

Местонахождение и возраст. Евланово-ливенские слои Бобриковского района и р. Дон (деревни Хлевное, Конь-Колодец, Донская Негочевка, Ново-Животинное) и Тепловки. В Сызрани встречен лишь один сомнительный экземпляр. В Ардатовке не встречена совсем. Форма не очень распространенная.

Eonodosaria? multiformis sp. nov.

Табл. III, фиг. 9—12

Раковинка узкоклинновидная, слабо расширяющаяся к апертурному концу. Апертурная поверхность выпуклая, боковая поверхность лопастная или гладкая. Высота раковинки 0.15—0.46 мм (чаще всего 0.20—0.30 мм), наибольшая ширина 0.05—0.14 мм (чаще всего 0.07—0.10 мм). Камеры у разных экземпляров различной формы: полукруглые, сплюснуто-округлые, почти шарообразные, бочкообразные (у денталинообразной формы). Камер 4—6 (возможно, и более). Высота последней камеры 0.05—0.11 мм (чаще всего 0.06 мм).

Стенка темная, тонкозернистая, однослойная; толщина ее в последней камере 5—17 μ .

Апертура простая, центральная.

Сравнение. Возможно, что отдельные экземпляры описанной формы относятся к различным видам, так как отличаются формой камер и размерами. Однако ввиду редкой встречаемости и плохой сохранности приходится описывать все эти экземпляры условно вместе, объединяя их по общему признаку, резко отличающему их от всех остальных лагенид, — строению стенки (а именно, отсутствию основного стекловатого слоя). Этот признак заставляет ставить под сомнение принадлежность описываемых форм к роду *Eonodosaria*. В литературе нодозарии с подобной стенкой найдены не были. Повидимому, этот признак после обработки большего

количества материала ляжет в основу выделения особой группы форм с темной стенкой.

Местонахождение и возраст. Евланово-ливенские слои Бобриковского района, р. Дон (деревни Хлевное, Конь-Колодец), Тепловки, Сызрани и, возможно, наддоманиковая свита Ардатовки.

Голотип. Экз. № 3279/84, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Под *Dentalina d'Orbigny*, 1826

Dentalina irregularis sp. nov.

Табл. III, фиг. 13 и 14

Раковинка удлиненная, не расширяющаяся, реже слегка расширяющаяся, прямая или слегка неправильно искривленная. Боковая поверхность лопастная или слабо лопастная, неровная. Длина раковинки 0.20—0.34 мм, ширина 0.03—0.07 мм. Камеры четковидные, неодинакового размера; часто среди более или менее близких по величине камер встречается одна, сильно вытянутая в длину. Камер 4—8. Высота не вытянутых камер 0.05—0.06 мм.

Стенка светлая, стекловатая, с слабо заметной продольной волокнистостью, но часто перекристаллизованная; толщина ее 5—10 м.

Апертура простая, центральная, широкая.

Сравнение. Форма специфическая по своей неправильности, наличию вытянутых камер и по характеру стенки.

Местонахождение и возраст. Евланово-ливенские слои р. Дон (деревни Конь-Колодец, Отскочное и Донская Негочевка).

Голотип. Экз. № 3279/88, хранится в Музее ИГН АН СССР.

Dentalina irregularis var. *aequalis* sp. et var. nov.

Табл. III, фиг. 15 и 16

Раковинка не расширяющаяся или слабо расширяющаяся, прямая или слегка искривленная. Боковая поверхность сильно изъеденная, неровная. Швы в одних случаях углублены, в других почти незаметны. Длина раковинки 0.18—0.21 мм, ширина 0.05 мм. Камеры мелкие, четковидно расположенные, субшарообразные, равной величины. Камер обычно 6—8. Высота последней камеры 0.02 мм.

Стенка однослойная, светлая, стекловатая, иногда перекристаллизованная, а иногда с слабо заметной продольной волокнистостью; толщина стенки 12—18 м.

Апертура простая, центральная.

Сравнение. От основной формы отличается толстой, неровной стенкой, сильно изъеденными контурами и одинаковыми по величине субшарообразными камерами.

Местонахождение и возраст. Евланово-ливенские слои р. Дон (деревни Конь-Колодец, Отскочное и Донская Негочевка).

Голотип. Экз. № 3279/91, хранится в Музее ИГН АН СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Балаев В. А. Девон и кристаллические породы на западе Башкирии. Докл. АН СССР, 1940, 29, № 4.
Балаев В. А. Девон Башкирии и перспективы его нефтеносности. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1946, 21, № 6.
Бякина Л. М. (1). Новые виды известковых водорослей и фораминифер пограничных слоев девона и карбона Подмосковного бассейна. Сов. геол., 1948, сб. 28.

- Бирина Л. М. (2). Схема детальной стратиграфии и условия отложения пограничных слоев девона и карбона. Сов. геол., 1948, сб. 28.
- Виссарионова А. Н. Результаты работ геологического отдела Уфимского научно-иссл. инст. за 1947 г. За башк. нефть, 1948, № 1.
- Долицкий В. А., Сафонцев А. Л. и Цыленко Т. Г. Нормальные разрезы девонских отложений Сызранского района. Нефт. хоз., 1948, № 2.
- Иванов А. П. и Иванова Е. А. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 58. Тр. Моск. геол. тр., 1936, вып. 9.
- Крестовников В. Н. К познанию девонских отложений Воронежской и юго-восточной части Орловской губерний. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1925, 8, 287.
- Крестовников В. Н. и Терентьева К. Ф. Материалы к изучению литологии девонских отложений Подмосковского бассейна. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, № 1.
- Малахова Н. П. К вопросу о границе девонской и каменноугольной систем на западном склоне Среднего Урала. Докл. АН СССР, 1948, 61, № 4.
- Наливкин Д. В. О возрасте девона Центральной России. Тр. Петроград. общ. естествоисп., 1923, 53, вып. 1.
- Наливкин Д. В. Группа *Spirifer Anossofi* Vern. и девон Европейской части России. Зап. Минер. общ., 1925, ч. 54, вып. 2.
- Наливкин Д. В. Семилукские и воронежские слои. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 1.
- Пистрак Р. М. Палеогеография девона Подмосковной котловины и смежных с ней областей. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1938, 16, № 3.
- Сулейманов И. С. Новые виды мелких фораминифер из турнейского яруса Ишимбаевского нефтеносного района. Докл. АН СССР, 1945, 48, № 2.
- Швецов М. С. К петрографии и стратиграфии московского девона и карбона, ч. 1. Девон. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1940, 18, № 1.
- Thomas A. O. Late Devonian Foraminifera from Iowa. Journ. Pal., 1931, 5, № 1.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

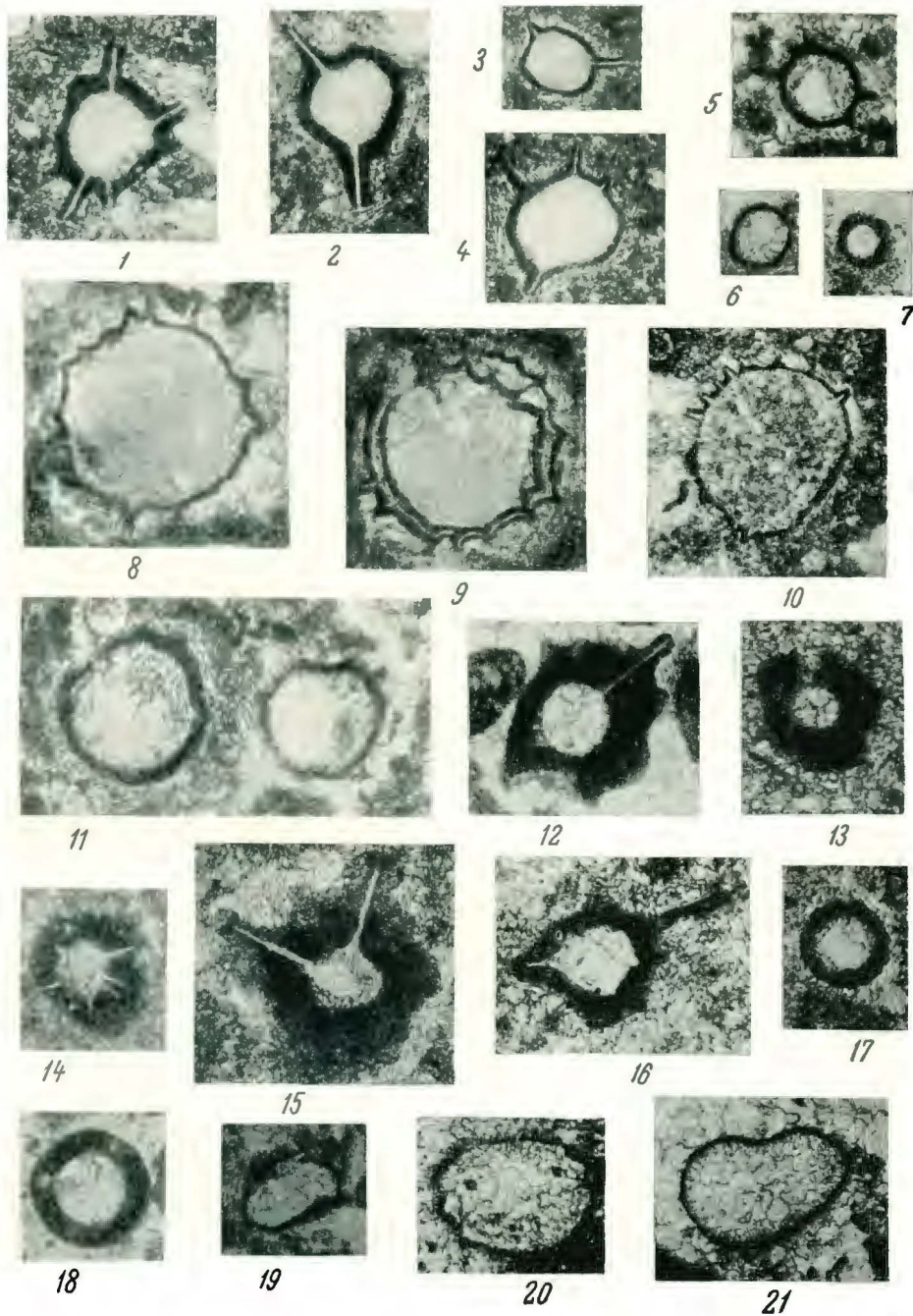
- Фиг. 1, 2. *Parathuramina spinosa* sp. nov.
1. Голотип, Ардатовка, верхняя толща фаменского яруса, экз. 3279/1. × 76.
2. Там же, экз. 3279/2. × 76.
- Фиг. 3, 4. *Parathuramina tuberculata* sp. nov.
3. Голотип, Ардатовка, верхняя толща фаменского яруса, экз. 3279/5. × 76.
4. Там же, экз. 3279/7. × 76.
- Фиг. 5. *Parathuramina* aff. *tuberculata* sp. nov. Ардатовка, нижняя толща фаменского яруса, экз. 3279/9. × 46.
- Фиг. 6. Форма, промежуточная между *Parathuramina tuberculata* sp. nov. и *Archaeosphaera*. Ардатовка, верхняя толща фаменского яруса, экз. 3279/8. × 76.
- Фиг. 7. *Archaeosphaera minima* Sul. Север Средней Сибири, верхняя пачка турне, экз. 3279/24. × 145.
- Фиг. 8, 9. *Parathuramina*? aff. *dagmarae* Sul.
8. Ардатовка, нижняя толща фаменского яруса, экз. 3279/11. × 46.
9. Там же, экз. 3279/13. × 46.
- Фиг. 10. *Parathuramina paradagmarae* sp. nov. Голотип, Ардатовка, верхняя толща фаменского яруса, экз. 3279/10. × 76.
- Фиг. 11. *Parathuramina* aff. *cushmani* Sul. Ардатовка, нижняя толща фаменского яруса, экз. 3279/15—16. × 46.
- Фиг. 12—14. *Parathuramina suleimanovi* sp. nov.
12. Голотип, Север Средней Сибири, верхняя пачка турне, экз. 3279/17. × 76.
13. Там же, нижняя пачка турне, экз. 3279/18. × 145.
14. Ардатовка, фаменский ярус, экз. 3279/19. × 76.
- Фиг. 15, 16. *Parathuramina suleimanovi* var. *stellata* sp. et var. nov.
15. Голотип, Север Средней Сибири, нижняя пачка турне, экз. 3279/20. × 145.
16. Там же, экз. 3279/21. × 145.
- Фиг. 17. *Archaeosphaera crassa* sp. nov. Голотип, Север Средней Сибири, верхняя пачка турне, экз. 3279/22. × 145.
- Фиг. 18. *Archaeosphaera grandis* sp. nov. Голотип, Север Средней Сибири, верхняя пачка турне, экз. 3279/23. × 76.
- Фиг. 19—21. *Bisphaera*? sp.
19. Сызрань, евлановские или елецкие слои, экз. 3279/25. × 46.
20. Ардатовка, наддоманиковская свита, экз. 3279/26. × 46.
21. Там же, экз. 3279/27. × 46.

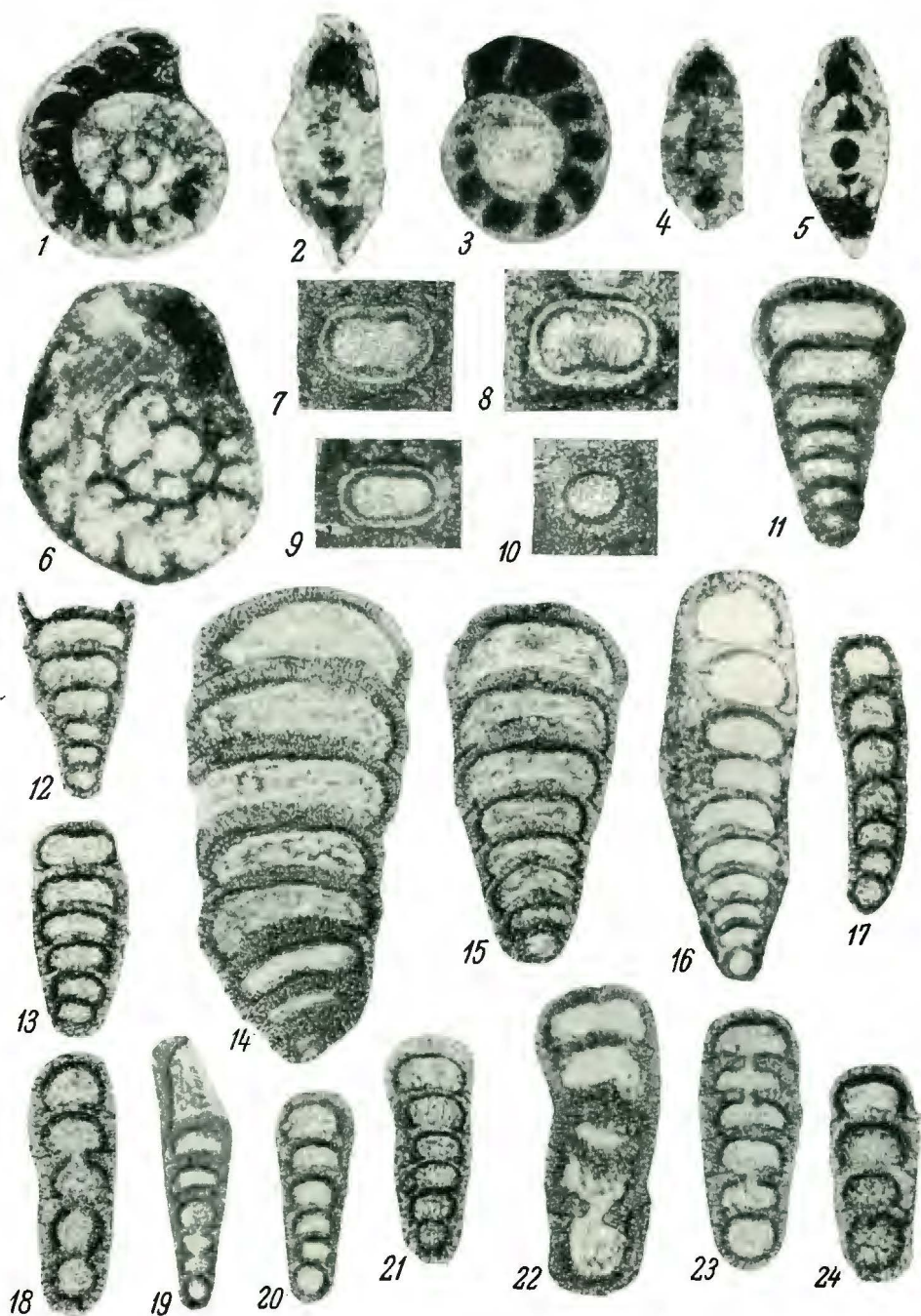
- Фиг. 1—5. *Nanicella tchernyshevae* sp. nov.
1. Голотип, срединное сечение микросферической генерации, р. Дон, дер. Донская Негочевка, евланово-ливенские слои, экз. 3279/29. × 76.
 2. Осевое сечение, р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/35. × 76.
 3. Срединное сечение мегасферической генерации, р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/37. × 145.
 4. Осевое сечение, р. Дон, дер. Хлевное, евланово-ливенские слои, экз. 3279/38. × 76.
 5. Осевое сечение, р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/39. × 76.
- Фиг. 6. *Nanicella?* sp., срединное сечение, Ардатовка, наддоманиковая свита, экз. 3279/43. × 76.
- Фиг. 7—9. Поперечные сечения *Eogeinitzina* gen. nov.
7. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/44. × 140.
 8. Там же, экз. 3279/45. × 140.
 9. Р. Дон, дер. Хлевное, евланово-ливенские слои, экз. 3279/46. × 140.
- Фиг. 10. Поперечное сечение *Eonodosaria* gen. nov., р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/63. × 140.
- Фиг. 11—13. *Eogeinitzina devonica* sp. nov.
11. Голотип, Сызрань, евланово-ливенские слои, 3279/50. × 140.
 12. Там же, экз. 3279/51. × 140.
 13. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/52. × 145.
- Фиг. 14—15. *Eogeinitzina devonica* var. *rara* sp. et var. nov.
14. Голотип, Бобриковский район, евланово-ливенские слои, экз. 3279/54. × 140.
 15. Там же, экз. 3279/55. × 140.
- Фиг. 16. *Eogeinitzina alta* sp. nov. Голотип, Тепловка, евланово-ливенские слои, экз. 3279/62. × 140.
- Фиг. 17—21. *Eonodosaria evlanensis* sp. nov.
17. Голотип, Сызрань, евланово-ливенские слои, экз. 3279/64. × 140.
 18. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/65. × 140.
 19. Р. Дон, дер. Хлевное, евланово-ливенские слои, экз. 3279/66. × 140.
 20. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/67. × 140.
 21. Там же, экз. 3279/68. × 140.
- Фиг. 22—24. *Eonodosaria evlanensis* var. *saratovensis* sp. et var. nov.
22. Голотип, Тепловка, евланово-ливенские слои, экз. 3279/74. × 140.
 23. Сызрань, евланово-ливенские слои, экз. 3279/75. × 140.
 24. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/76. × 140.

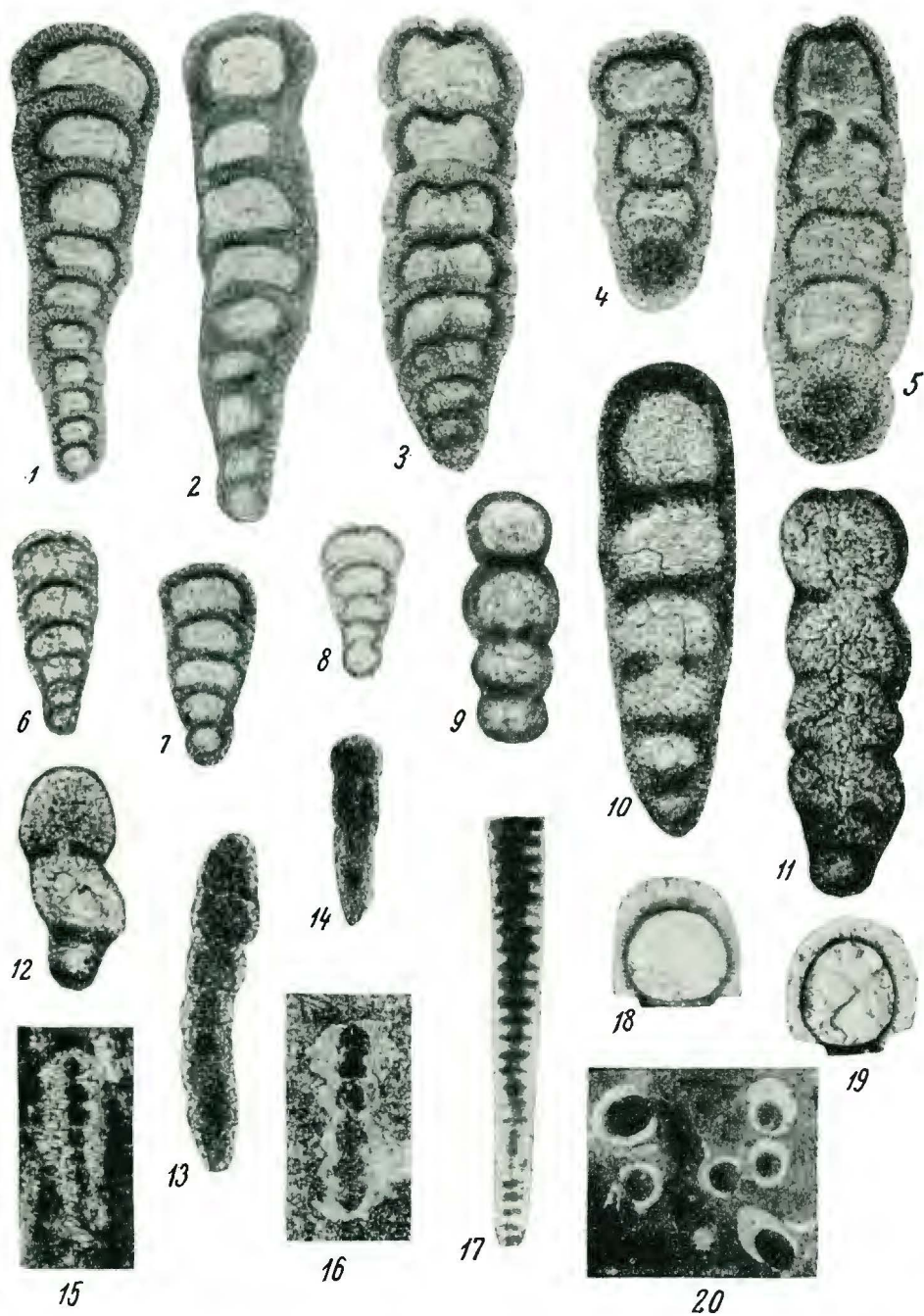
Таблица III

- Фиг. 1, 2. *Eonodosaria evlanensis* var. *longa* sp. et var. nov.
1. Голотип, Бобриковский район, евланово-ливенские слои, экз. 3279/72. × 140.
 2. Там же, экз. 3279/73. × 140.
- Фиг. 3, 4. *Eonodosaria stalinogorski* sp. nov.
3. Голотип, Бобриковский район, евланово-ливенские слои, экз. 3279/77. × 140.
 4. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/78. × 140.
- Фиг. 5. *Eonodosaria stalinogorski* var. *donensis* sp. et var. nov. Голотип, р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/80. × 140.
- Фиг. 6—8. *Eonodosaria rauserae* (N. Tchern.)
6. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/81. × 140.
 7. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/83. × 140.
 8. Там же, экз. 3279/82. × 140.
- Фиг. 9—12. *Eonodosaria? multiformis* sp. nov.
9. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/86. × 140.
 10. Голотип, Тепловка, евланово-ливенские слои, экз. 3279/84. × 140.
 11. Ардатовка, наддоманиковая свита, экз. 3279/85. × 140.
 12. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/87. × 140.
- Фиг. 13, 14. *Dentalina irregularis* sp. nov.
13. Голотип, р. Дон, дер. Донская Негочевка, евланово-ливенские слои, экз. 3279/88. × 145.
 14. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/89. × 140.

Таблица I







- Фиг. 15,16. *Dentalina irregularis* var. *aequalis* sp. et var. nov.
15. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/92. $\times 145$.
16. Голотип, р. Дон, дер. Донская Негочевка, экз. 3279/91. $\times 145$.
Фиг. 17. Кальцитовая трубка с перегородками (водоросль?), Сызрань, евланово-ливенские слои, экз. 3279/94. $\times 76$.
Фиг. 18—20. *Umbella bella* Masl. n. sp.
18. Р. Дон, дер. Конь-Колодец, евланово-ливенские слои, экз. 3279/96. $\times 76$.
19. Тепловка, евланово-ливенские слои, экз. 3279/97. $\times 76$.
20. Там же, экз. 3279/98. $\times 20$.
-

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Д. М. Раузер - Черноусова. Фации верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья (на основе изучения фузулинид)

Предисловие	1
Исторический обзор исследований верхнекаменноугольных и артинских отложений Предуралья в Башкирии	2
Краткие сведения о рельефе докунгурских отложений	14
Стратиграфия верхнекаменноугольных и артинских отложений	16
Фации верхнекаменноугольных и артинских отложений	21
Определение понятия «фация»	21
Методика и основные предпосылки фациального анализа	26
Типы фаций в Ишимбайском районе	31
Фация рифов	31
Фация Ишимбайского подводного плато	31
Фация отмелей	32
Фация подножий рифов и банок	33
Фация пологих склонов	33
Фация больших глубин	34
Фация сильных течений	35
Распространение различных фаций по стратиграфическому разрезу	35
Фации тритицитового времени	35
Фации псевдофузулинового времени	38
Фации швагеринового времени	43
Фации тастубского времени	50
Фации стерлитамакского времени	65
Фации бурцевского времени	69
Фации иргинского времени	71
Фации саргинского времени	74
Некоторые общие замечания	79
Палеогеография Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья в верхнекаменноугольное и артинское время	84
Основные выводы	100

О. А. Липина. Фораминиферы верхнего девона Русской платформы

Распространение фораминифер по районам	110
Стратиграфические выводы	113
Описание видов	117

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР*

*

Редактор издательства *Т. С. Попова*
Технический редактор *Н. А. Невраевс*
Корректор *Н. Н. Певцова*

*

РИСО АН СССР № 3997. Т-06392. Издат. № 2586.
Тип. заказ № 411. Подп. к печ. 16/IX 1950 г.
Формат бум. 70×108 $\frac{1}{16}$. Бум. л. 4,75. Печ. л. 11,64 +3 вкл.
Уч.-издат. 12,3. Тираж 1000.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР
Москва, Шубинский пер., д. 10

•

Цена 10 руб.