

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

*

О. Д. БИЛЫК

*

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ДОЮРСКОМ РЕЛЬЕФЕ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Детальное изучение осадков юрской континентальной толщи на ряде площадей Днепровско-Донецкой впадины (Олишевская, Красно-Партизанская, Березнянская, Петрицевская и др.) показало, что их мощность в пределах локальных структур значительно изменяется. Вследствие недостаточной густоты сети скважин большей частью можно фиксировать лишь колебания суммарных мощностей и только на Олишевской и Красно-Партизанской площадях (где наряду со структурно-поисковым бурением проводились и более детальные работы, связанные с подготовкой структур — газгольдеров) имеется значительное количество скважин, вскрывших отложения триасового возраста.

Олишевская площадь расположена на северо-западе Днепровско-Донецкой впадины в пределах ее юго-западного борта. Здесь на размытой поверхности триаса залегают осадки континентальной толщи мощностью от 29 до 62 м. Это преимущественно кварцевые пески и алевриты темно-серой и серой окраски. Зерна кварца угловато-окатанные; окраска пород зависит от количества примеси обугленного растительного детрита. Подчиненное значение имеют серые, местами с зеленоватым оттенком глины, содержащие в различных количествах примесь кластического материала; иногда глины микрослоистые. В разрезе зачастую наблюдаются обугленные растительные остатки, а также рассеянные кристаллы и стяжения пирита. Отложения континентальной толщи перекрываются глинами, содержащими редкие фораминиферы нижнебатского облика *Ammodiscus* aff. *baticus* Dain и пиритизированные ядра *Glomospira* sp.

Структурная схема, построенная на подошве отложений континентальной толщи (рис. 1), не дает полного представления о морфологии поверхности подстилающих ее осадков, гипсометрия которой изменялась в последующие этапы геологического развития впадины. Тем не менее, по современному положению поверхности отложений триаса достаточно четко прослежены поднятия, зафиксированные ранее по более молодым отложениям (Олишевское, Хрещатинское и др.). К юго-западу от указанных поднятий наблюдается прогиб, имеющий амплитуду 15—20 м.

Как известно, образование озерно-речных осадков континентальной толщи происходило в условиях прибрежной низменности, перед фронтом медленно трансгрессировавшего моря. С этим периодом, по-видимому, связана активная нивелировка поверхности триасовых отложений, но в основном происходившая уже за счет образования озерно-речных осадков, накопившихся в первую очередь в пониженных участках рельефа. Поэтому можно считать, что к началу морской седиментации рассматриваемая часть впадины представляла собой пенеплен, слабо наклоненный к юго-востоку. Относительные превышения отдельных участков пенеплена были незначительными. Это видно из того, что мощности морских отложений нижнего бата на Олишевской площади выдержаны. Следовательно, карта изопахит осадков континентальной толщи является прямым отражением морфологии доюрской поверхности.

Общий вид рельефа этого участка впадины к началу юрского седиментационного цикла представляется нам таким: положительные структурные формы (современные Олишевское, Хрещатинское и другие поднятия) были выражены в рельефе весьма слабо. Только впоследствии благодаря наличию эрозионных долин, располагавшихся примерно на крыльевых участках современных структур, эти поднятия получили более резкие очертания (рис. 2).

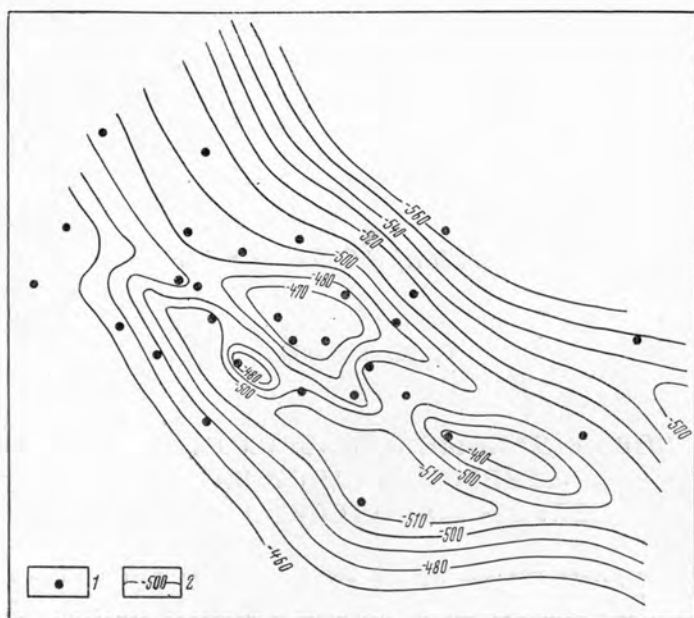


Рис. 1. Структурная схема Олишевской площади на подошве юрских отложений
1 — скважины, 2 — изогипсы подошвы юрских отложений

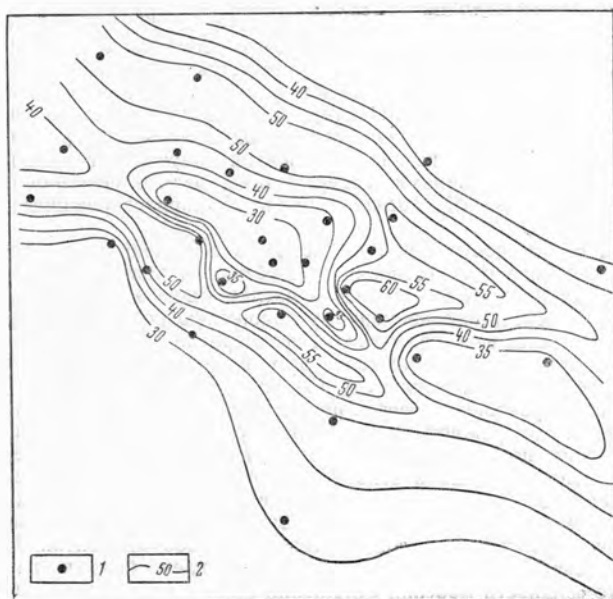


Рис. 2. Карта изопахит отложений континентальной толщи Олишевской площади
1 — скважины, 2 — линии разных мощностей отложений континентальной толщи

Южная эрозионная долина четко прослеживается в пределах Олишевского поднятия на протяжении около 30 км. Простирание ее северо-западное, т. е. такое же, как Хрещатинского и Олишевского поднятий, на крайнем северо-западном участке простирание эрозионной долины субширотное. Ширина долины обычно не более 1,5—2 км и лишь в отдельных случаях достигает 3—4 км. Средние глубины эрозионной долины колеблются от 15 до 20 м, максимальные — 25—26 м. Наибольшая крутизна ее склонов 15 м на 1 км.

Северная эрозионная долина менее глубокая; склоны ее более пологие. Максимальная глубина (20—22 м) фиксируется в юго-восточной части долины. Между Оли-

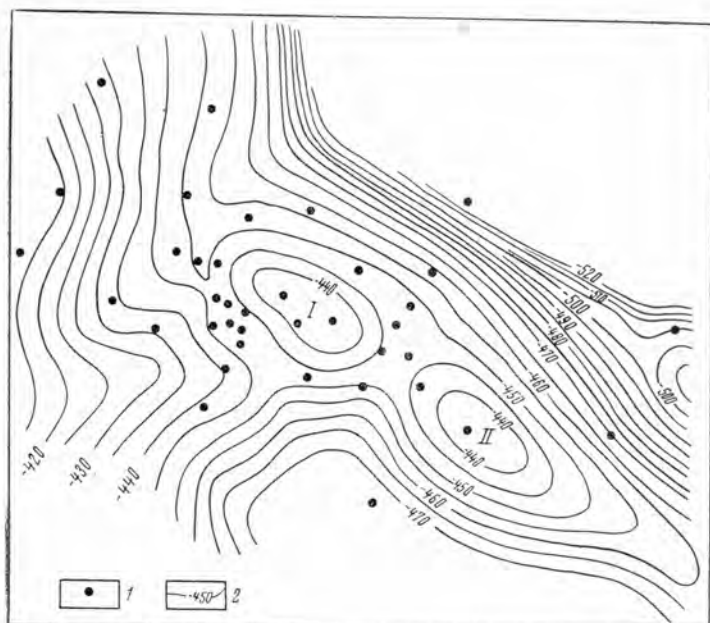


Рис. 3. Структурная карта Олишевской площади по подошве морских глин нижнего бата

1 — скважины, 2 — изогипсы подошвы морских глин нижнего бата. Римскими цифрами на карте обозначены структуры: I — Олишевская, II — Хрещатинская

шевским и Хрещатинским поднятиями отмечено небольшое по размерам (3×5 км) понижение доюрской поверхности. По отношению к Хрещатинскому поднятию величина углубления составляет 25—27 м. От южной и северной эрозионных долин это углубление отделено пологими и невысокими перемычками, отображенными на карте изопохит и на структурной схеме, построенной по подошве юрских отложений (см. рис. 1 и 2).

Последующие тектонические движения, влиявшие на формирование описываемых структур, находят свое отражение в залегании среднеюрских и триасовых образований. На структурной карте, построенной по подошве морских глин нижнего бата (рис. 3), Олишевское и Хрещатинское поднятия четко оконтурены. Амплитуда поднятий незначительная (10—12 м, в контуре изогипсы — 450 м). Южнее Хрещатинского поднятия наблюдается депрессия, протягивающаяся к юго-востоку в сторону Красно-Партизанской структуры. Амплитуда депрессии по северному крылу 30—35 м.

* * *

Приведенный выше материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Нивелировка доюрской поверхности в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины, продолжавшаяся длительное время (нижняя юра, нижний и верхний байос), к началу юрского седиментационного цикла не была еще закончена.

2. Окончательное заполнение неровностей доюрского рельефа происходило во время образования континентальной толщи — базального слоя юрского седиментационного цикла. К моменту отложения морских осадков нижнего бата на Олишевской пло-

шадя этот участок впадины представлял собой слабо наклоненный в сторону трансгрессирующего моря пенеплен.

3. Положительные структурные формы, расположенные в пределах Олишевской площади (Олишевская и Хрещатинская структуры), выражены в рельефе благодаря наличию эрозионных долин, фиксируемых в крыльевых участках современных поднятий.

4. Во время отложения озерно-речных и морских нижнебатских осадков Олишевское и Хрещатинское поднятия не подвергались воздействию положительных колебательных движений. Однако не исключена возможность роста в это время отдельных структур, особенно связанных с соляной тектоникой.

Украинский
научно-исследовательский
геологоразведочный институт

М. И. СУББОТА

*

ЕЩЕ РАЗ О КЛАССИФИКАЦИИ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

Грязевые вулканы являются предметом изучения уже более 100 лет. Особенно большой интерес они стали вызывать с тех пор, как было установлено, что между районами распространения грязевых вулканов и нефтяными месторождениями имеется какая-то связь. Вначале грязевые вулканы изучались только геологами, но в конце прошлого — начале нынешнего веков они стали привлекать к себе внимание химиков, геоморфологов, петрографов, микробиологов, гидрогеологов и просто любителей естествознания. В конце 30-х годов Академией наук СССР была организована специальная комплексная экспедиция, в состав которой входили С. Ф. Федоров, В. А. Сулин, П. П. Авдусин, В. А. Соколов, Л. А. Гуляева, Т. Л. Гинзбург-Карагичева, В. Э. Левенсон и другие видные геологи; экспедиция работала в Азербайджане и Керченско-Таманском районе под общим руководством академика И. М. Губкина. Был собран огромный фактический материал и сделаны интересные практические выводы, приведшие к открытию крупных нефтяных залежей, приуроченных к грязевым вулканам. Казалось, что проблема грязевого вулканизма разрешена, но, как выяснилось в процессе дальнейших разведочных работ, решена была только часть ее. Глубины, пока еще недоступные для бурения, по всей вероятности, таят в себе колоссальные залежи газа. Интерес к грязевым вулканам возрос с новой силой. Об этом можно судить хотя бы по многочисленной публикуемой литературе, касающейся вопросов грязевых вулканов.

К сожалению, существует еще большая путаница в терминологии и классификации вулканов, что не только затрудняет использование литературы, но и неправильно ориентирует геологов при поисках новых нефтяных и газовых месторождений. Прежняя литература, где затрагиваются вопросы терминологии, в некоторой степени использована Г. А. Максимовичем [3], поэтому мы не будем останавливаться на ее разборе. Укажем только, что термин «Грязевый вулкан» уже давно существует и впервые начал применяться для подобных вулканов нефтяных районов. Предложенный позднее Э. Штебером [8] термин «вулканойды», который он хотел ввести в употребление с целью подчеркнуть различие грязевых вулканов и вулканов магматического происхождения, не привлекся.

И. М. Губкин и С. Ф. Федоров [1] предложили различать «грязевые вулканы» и «грязевые салызы» в зависимости от их размера и генезиса. В 1940 г. Г. А. Максимович [3] снова предложил грязевые вулканы называть вулканойдами. Он писал, что «прохождение газов с водой с известным давлением через глинистые породы является причиной псевдовулканических явлений или вулканойдов». Исходя из такого определения, Г. А. Максимович к грязевым вулканам причислил целую группу образований, имеющую другое происхождение.

Все вулканойды Г. А. Максимович делит на четыре типа: термовулканойды, собственно вулканойды, криовулканойды и сейсмовулканойды.

В свою очередь термовулканойды он подразделяет на два класса: пирогенные, образующиеся вблизи вулканов магматического происхождения в результате выхода горячей воды с углекислым газом, и техногенные, образованные выходами пара из неглубоко закопанного паропровода на промыслах.

Собственно вулканойды имеют четыре класса: тектогенные, связанные со складками диапирового типа нефтяных районов; ифтогенные, приуроченные к районам разломов и соответствующие понятию «грязевой салызы» И. М. Губкина; талассогенные, расположенные у морских побережий и образованные биогенными (метановыми) газами

морских илов; потамогенные, встречающиеся в устье рек и связанные с разложением донных илов, выделяющих также метановые газы.

Кривовулканоиды делятся на два класса: гелогенные — мерзлотные бугры на озерах, выделяющие тончайший ил с содержанием озерного, главным образом, метанового газа; лимногенные — те же кривовулканы почвенно-болотного происхождения.

Сейсмовулканоиды образуются во время землетрясений в аллювиальных, реже озерных отложениях. Своим возникновением они обязаны главным образом механическим действиям сейсмической волны. Роль газа сомнительна или является второстепенной.

Предлагаемая классификация не только не способствует решению проблемы грязевого вулканизма, а, наоборот, запутывает ее. К числу грязевых вулканов, называемых вулканоидами, Г. А. Максимович относит конусы, образующиеся в местах выходов газа на озерах, реках и берегах моря. К ним же отнесены грязевые бугры, созданные за счет мгновенного выброса по трещине воды с грязью во время землетрясения. Все эти явления, хотя и напоминают по форме грязевые вулканы, никакого отношения к ним не имеют. Ведь, если принять классификацию Г. А. Максимовича, нужно бугры-булаки, образованные напорными источниками, также относить к грязевым вулканам. На дне многих рек, озер и водохранилищ наблюдаются точечные выходы илистого газа, вокруг которых образуются миниатюрные конусы. Тогда и эти конусы нужно считать вулканоидами.

Грязевые вулканы развиты в районах, где в глубоких недрах скоплены громадные массы газа. Нам еще ничего неизвестно о том, образует ли этот газ свободные залежи или он растворен под колоссальным давлением в подземной воде, но запасы его трудно переоценить. Грязевые вулканы возникают в результате взаимодействия тектонических движений (складкообразование диапирового типа или разрывы сплошности пород) и давления газа и воды, прорывающих пластичные породы, способные превратиться в глинистую или сопочную брекчию.

Грязевые вулканы являются показателем нефтегазоносности недр. В районах Азербайджана грязевый вулкан свидетельствует о наличии структуры, к которой может быть приурочено нефтяное месторождение, и о наличии газа в очагах вулкана на больших глубинах. Там, где в недрах нет крупных залежей газа, нет и грязевых вулканов. Грязевые сальзы (мелкие грязевые вулканы) приурочены обычно к тектоническим разрывам, затрагивающим сравнительно неглубоко залегающие нефтегазоносные пласты, часто уже эксплуатирующиеся. Они являются прямыми показателями нефтегазоносности недр, доступных для бурения обычными буровыми станками.

Некоторые геологи, пользуясь классификацией Г. А. Максимовича, принимали за прямые показатели нефтегазоносности грязевые бугры различного генезиса. Примером могут служить работы по Средней Азии, по Калмыцко-Сальским степям и другим районам. Совсем недавно М. К. Калинин [2] несколько изменил и дополнил классификацию Г. А. Максимовича. Он выделил пять типов вулканов: термовулканоиды, нафтовулканоиды, биовулканоиды, кривовулканоиды, сейсмовулканоиды. Как видно, он подразделил второй тип Г. А. Максимовича на два, выделив в отдельный тип грязевые вулканы (нафтовулканоиды). В результате классификация значительно улучшилась, но в практике геологоразведочных работ вряд ли ею будут пользоваться. В ней грязевые вулканы ставятся в один ряд с явлениями, только по форме похожими на грязевый вулканизм.

Исходя из практических задач нефтяной промышленности и генезиса явлений, сходных по форме с грязевым вулканизмом, мы предлагаем для грязевых вулканов сохранить прежние общепринятые и всем понятные термины, глубоко вошедшие в жизнь, практику и литературу: грязевый вулкан — для крупных грязевых вулканов и грязевая сальза — для мелких, связанных со сравнительно неглубоко расположенными газовыми очагами. Кроме того, следует еще ввести во избежание путаницы понятие «грифон» — мелкие конусообразные грязевые отдушины на теле грязевого вулкана и грязевой сальзы. Все остальные образования, похожие по форме на грязевые вулканы, следует назвать псевдовулканоидами. В большинстве случаев они не имеют никакого практического интереса и изучаются лишь как любопытное явление природы. Поэтому все они могут быть объединены в один тип.

Таким образом, классификация вулканоидов будет иметь следующий вид: грязевые вулканы, грязевые сальзы, псевдовулканоиды.

Грязевые вулканы и грязевые сальзы в зависимости от формы, характера деятельности и продуктов извержения могут быть разбиты на ряд подтипов, но это уже выходит за рамки предлагаемой статьи.

Псевдовулканоиды разделяются на следующие подтипы: термовулканоиды, биовулканоиды, кривовулканоиды, сейсмовулканоиды, техновулканоиды, гидровулканоиды или грязевые бугры.

Первые четыре подтипа достаточно подробно рассмотрены в статье М. К. Калинин [2]. Пятый подтип необходимо включить в классификацию, поскольку грифонообразование при бурении скважин приняло широкие размеры и специально изучается [4, 6]. Гидровулканоиды или грязевые бугры (шестой подтип) имеют развитие во многих пунктах, где на поверхность выходят напорные артезианские воды, прорывая выше-

лежащие толщи по зонам разрывов. Они известны в низовьях р. Чу и в пределах Джунгарских ворот в Средней Азии [5], в Калмыцко-Сальских степях [7] и в других местах, и участие газа в их возникновении весьма невелико. К шестому подтипу следует также отнести подводные конусы с воронкой в центре, встречающиеся в горных районах на дне рек и озер в местах выхода напорных подземных вод.

В предлагаемой классификации подчеркивается особая роль грязевых вулканов и сальз и второстепенная — псевдовулканоидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Губкин И. М. и Федоров С. Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. Изд. АН СССР, 1938.
2. Калинин М. К. О механизме и условиях образования грязевых вулканов. Сб. Проблемы нефтяной геологии и вопросы методики лабораторных исследований. Тр. ВНИГНИ, вып. 27. Госоптехиздат, 1960.
3. Максимович Г. А. Классификация вулканоидов. Докл. АН СССР, сер. нов., т. 29, № 8—9, 1940.
4. Муромцев А. С. Грязевые грифоны. Природа, № 1, 1961.
5. Проценко И. С. Кучевые пески-булаки и тма (тума) в Джунгарских воротах. Природа, № 4, 1945.
6. Сеид-Рза М. К. Грифонообразование при бурении нефтяных и газовых залежей. Азнефтеиздат, 1957.
7. Суббота М. И. Грязевые бугры и их связь с грязевыми вулканами и нефтеносностью. Геология нефти, № 2, 1957.
8. Штебер Э. Чередование бурных и спокойных извержений грязевых вулканов и связь последних с месторождениями нефти. Екатеринослав, 1914.

*Всесоюзный
научно-исследовательский
институт ядерной геофизики
и геохимии*

К. О. РОСТОВЦЕВ, Г. П. КОРНЕВ

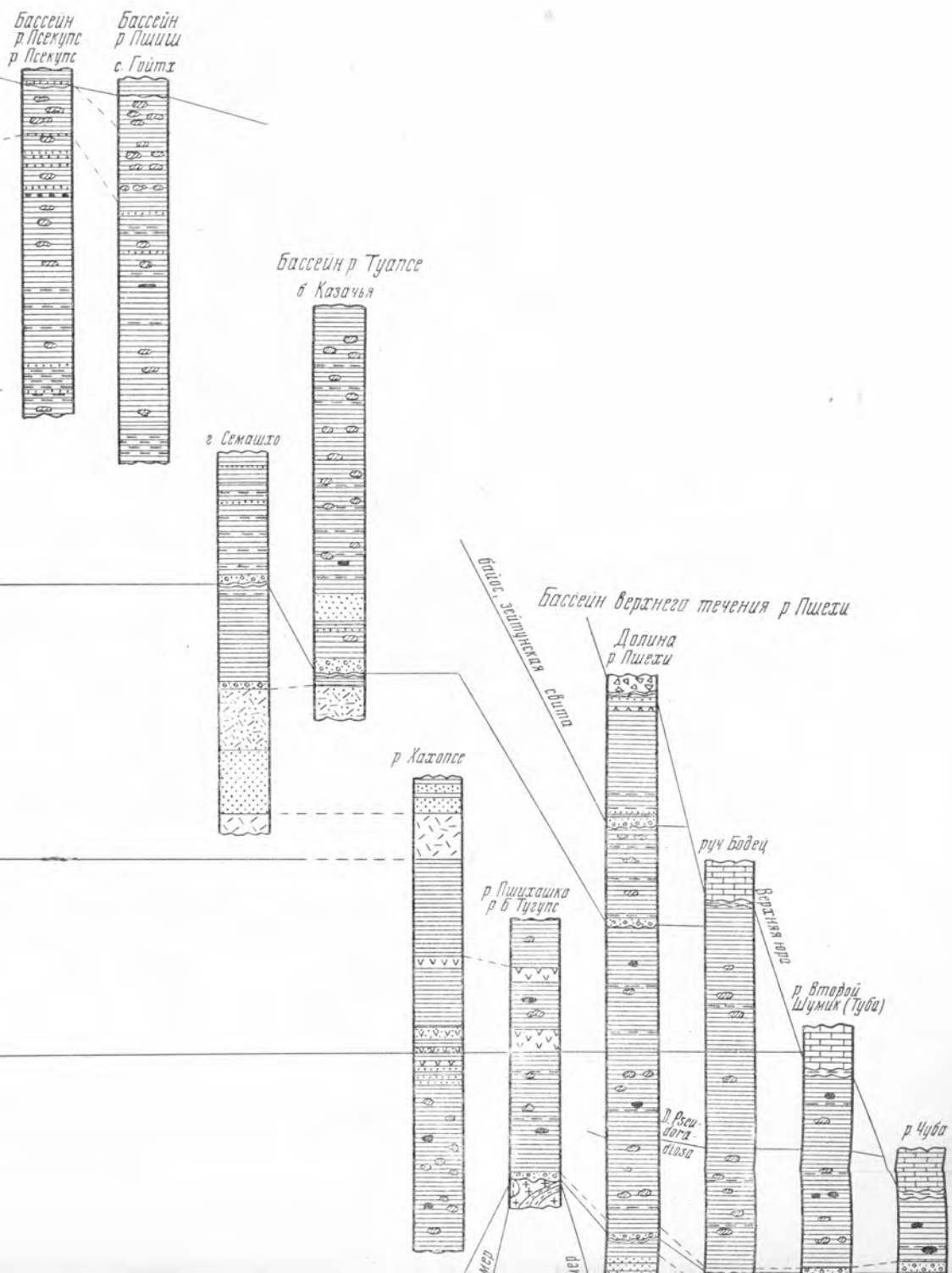
*

НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений области погружения Большого Кавказа, лежащей северо-западнее меридиана г. Фишт, разработана в настоящее время далеко не достаточно. В процессе исследований, проводившихся, по существу, лишь на протяжении трех последних десятилетий разными авторами [8, 9, 10, 11, 15, 17, 19 и др.], был выделен по литологическим признакам ряд свит и горизонтов, имеющих местное стратиграфическое значение и нередко несопоставимых. Обилие местных подразделений для сравнительно небольшого региона при бедности осадков окаменелостями и сложности тектоники в значительной мере затрудняет геологические исследования. Трудности усугубляются еще и тем, что существуют разногласия в представлениях как о границах отдельных свит, так и о последовательности их залегания в разрезе. Однако к настоящему времени уже накоплен достаточно большой материал, позволяющий по палеонтологическим данным произвести детальное расчленение разрезов ниже- и среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа и обосновать возраст местных стратиграфических подразделений.

Домер. На северном склоне Северо-Западного Кавказа разрез начинается с отложений домерского яруса, которые впервые были фаунистически установлены нами в 1961 г. в верховьях р. Пшеха [13]. Ранее В. Е. Хаин, С. Л. Афанасьев и др. [19] считали, что наиболее древними породами являются образования среднего тоара, которые налегают на зопалеозой. Обнажаются домерские отложения на правобережье р. Пшехи, между ручьем Водопадистым и верховьями р. Первого Шумика (Поупсе), на ручье Бодец и на водоразделе Пшехи и Тугупса и везде отделяются от вышележащих тоарских пород перерывом. Эти отложения выделены нами в самостоятельную чубинскую свиту, названную так по р. Чубе, в долине которой был описан наилучший разрез и впервые была найдена домерская фауна. Мощность свиты не менее 250 м.

В разрезе свиты наблюдаются два горизонта аргиллитов и разделяющий их горизонт песчаников (см. рисунок). Последний был выделен впервые В. В. Белоусовым и Б. М. Трошихиным [3] под названием «горизонта бодецких песчаников» и считался при-

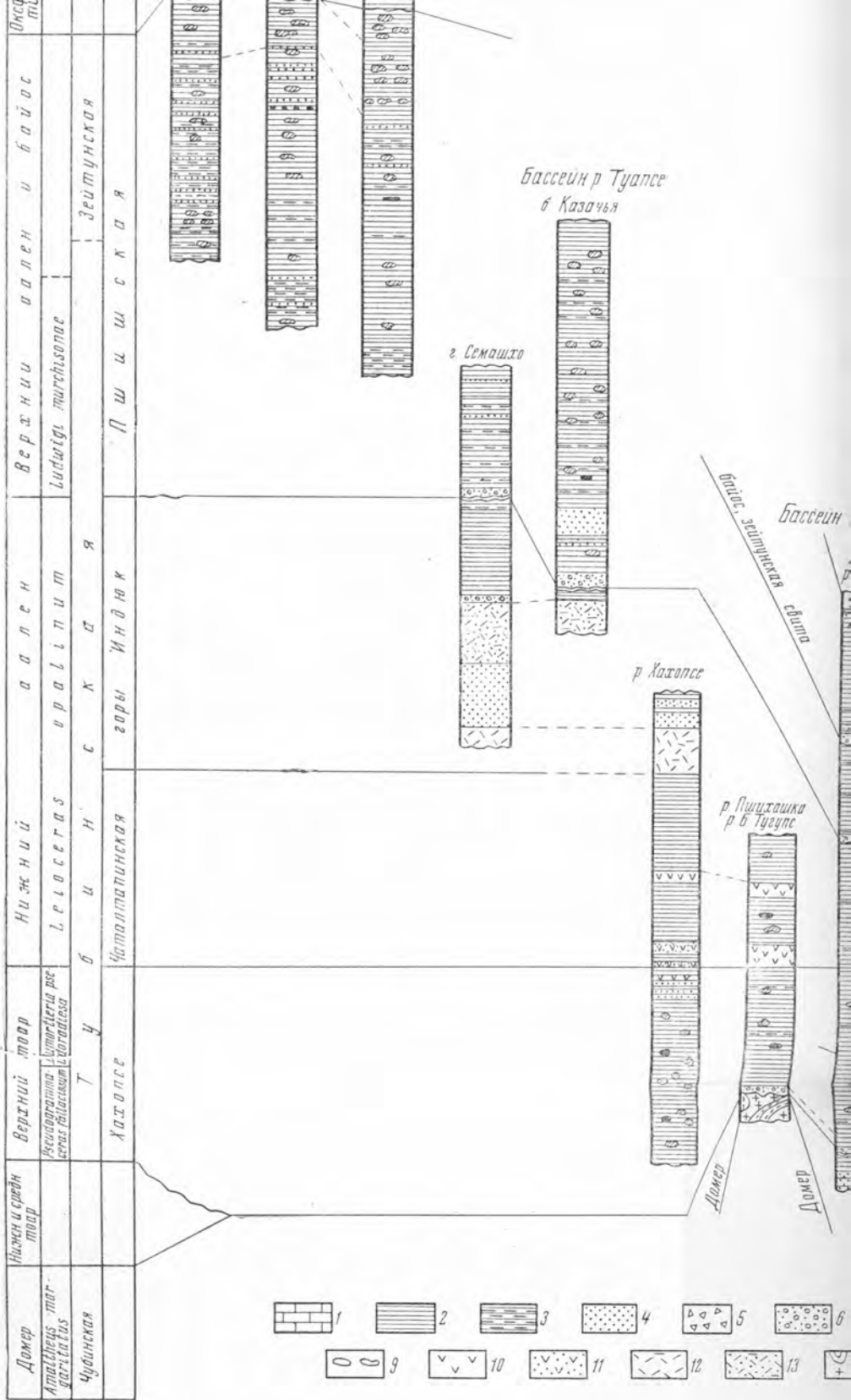


ниги.
сер.
воро-
зале-
ефте-
анов

шого
емя
на
др.]
тное
ений
ож-
руд-
как
езе.
яю-
кв-
нь

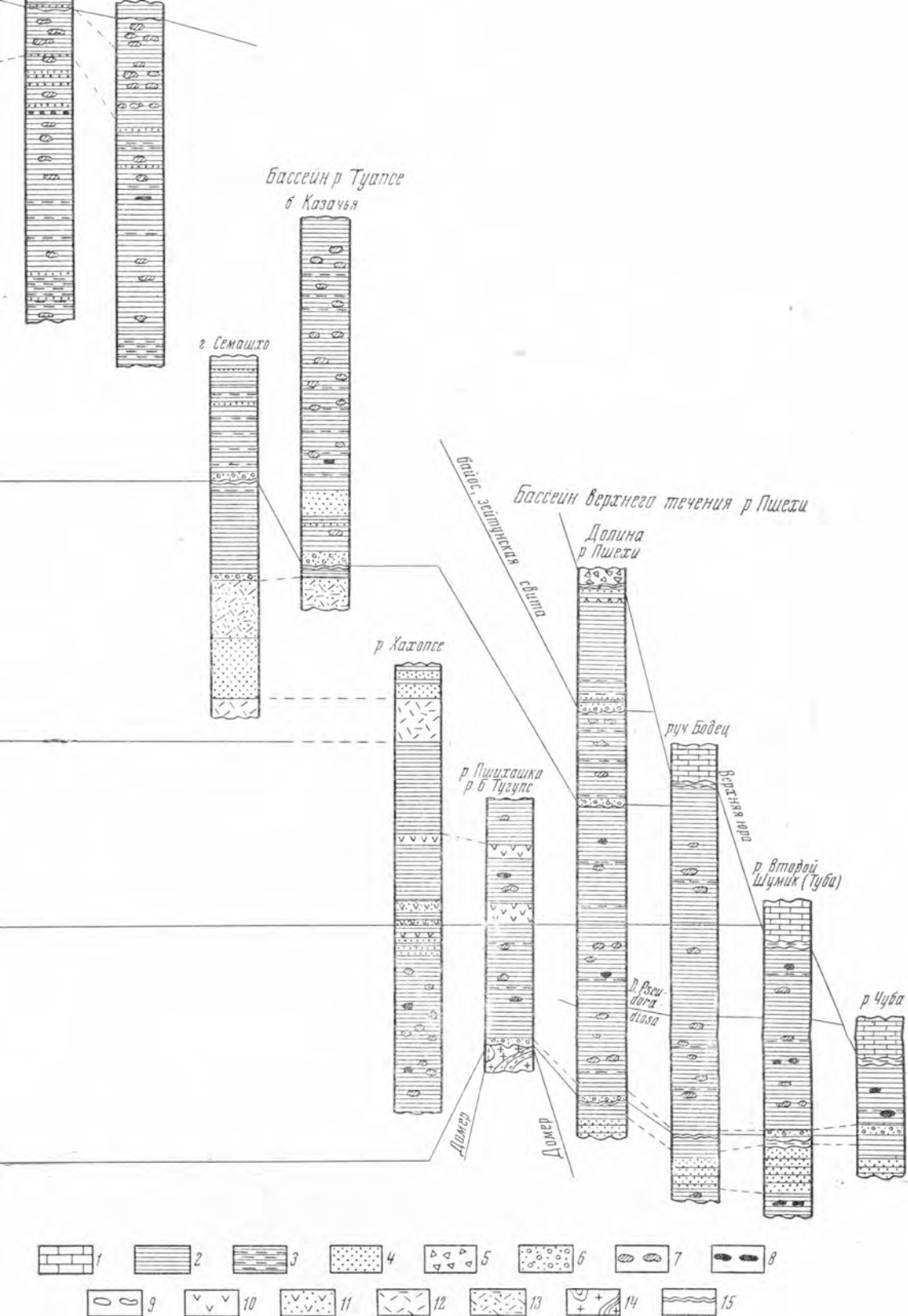
гло-
ами
счи-
рые
ехи,
Бо-
ких
иту,
вые

ри-
ми
ри-



Сопоставление разрезов ниже- и среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа

1 — известняки, 2 — глинистые сланцы и аргиллиты, 3 — алевролиты, 4 — песчаники, 5 — известняки с мергелями и гравелитами, 7 — конкреции сидерита, 8 — конкреции пирита и марказита, 9 — септы порфиритов, 11 — туфы порфиритов, 12 — кварцевые порфиры, 13 — туфы кварцевых порфиритов, 14 — чешские породы и прорывающие их интрузии, 15 — поверхности разрывов



оставление разрезов ниже- и среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа
 1 — глинистые сланцы и аргиллиты, 2 — алевролиты, 3 — песчаники, 4 — известняковые брекчи, 5 — конгло-
 литы, 6 — конкреции сидерита, 7 — конкреции пирита и марказита, 8 — септарины, 9 — спилиты, 10 — спилиты,
 11 — туфы порфиритов, 12 — кварцевые порфиры, 13 — туфы кварцевых порфиритов, 14 — палеозойские
 метаморфические породы и прорывающие их интрузии, 15 — поверхности размытия

уроченным к границе тоара и аалена. В. Е. Хаин, С. Л. Афанасьев и др. [19] отнесли его к основанию верхнего тоара. В аргиллитах верхнего горизонта на левом берегу р. Чубы, вблизи устья ручья Кривого, по ручью Водопадистому и в междуречье Первого и Второго Шумика (штольня 12 Тубинского месторождения), В. В. Григоренко и нами найдены домерские *Amaltheus margaritatus* Mottf., *Amaltheus* sp. (определение К. О. Ростовцева). Аналогичной фауной свита охарактеризована и восточнее, в бассейне р. Белой. Здесь свита представлена в той же литофации, но имеет большую мощность (до 600—700 м).

Верхний тоар. На правобережье р. Пшехи и в районе г. Фишт верхний тоар представлен нижней частью тубинской свиты по В. В. Белоусову и Б. М. Трошихину [3]. Нижний и средний тоар из разреза выпадают. Верхнетоарские породы на северном крыле Чугушского антиклинория с базальным конгломератом в основании залегают на различных горизонтах домера, а на западном погружении антиклинория — на метаморфических и интрузивных породах ядра. Выше базальных слоев следует мощная толща черных и темно-серых аргиллитов, сланцеватых или со скорлуповатой отдельностью, прослаивающихся алеволитами и в отдельных горизонтах обогащенных конкрециями сидерита, пирита и марказита (см. рисунок).

Верхнетоарский возраст описанных отложений доказан на основании многочисленных находок фауны. Так, в базальном горизонте в верховьях р. Чубы нами найден *Grammoceras saemanni* Dum. Стратиграфически выше в аргиллитах на р. Пшехе, вблизи устья р. Бол. Тугупса, К. О. Ростовцевым собраны и определены *Grammoceras* cf. *thouarsense* Orb., *G.* cf. *saemanni* Dum., *G.* cf. *quadratum* Haug, *G. striatulum* Sow., *Phylloceras* cf. *heterophyllum* Sow., *Mytiloides amygdaloides* Goldf., *Posidonia* sp. К более высоким слоям разреза тубинской свиты (примерно в 400—500 м выше подошвы) относятся найденные З. А. Цветковой и В. В. Григоренко аммониты, определенные К. О. Ростовцевым как *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle. Комплекс всей этой фауны позволяет уверенно говорить, что разрез тоара начинается с зоны *Grammoceras thouarsense*. Мощность ее 400—500 м.

Выше выделяется зона *Dumortieria pseudoradiosa* с фауной *Dumortieria subundulata* Branco, *D. radians* Rein., *D. gundershofensis* Haug, *D.* cf. *radiosa* Seebach, *Grammoceras distans* Bueckl., *Calliphylloceras nilssoni* Heb. и др. [13]. Мощность отложений 350—400 м. Нельзя не отметить, что *Dumortieria subundulata* Branco и *Grammoceras distans* Bueckl. найдены нами и в долине р. Пшехи, в 2,5 км выше устья р. Бол. Тугупса, в слоях, которые В. Е. Хаин, С. Л. Афанасьев и др. [19], а также Е. С. Станкевич [18] отнесли к среднему тоару.

В левобережной части бассейна р. Пшехи к верхнему тоару относится свита хахопсе [4, 19]. Наиболее полный разрез ее, хотя не очень хорошо обнаженный и доступный, фиксируется на водоразделе рек Пшихашки и Тугупса. Здесь свита начинается с горизонта базальных конгломератов, залегающих, как указывалось выше, на кристаллических породах ядра Чугушского антиклинория, и имеет мощность 500—700 м. Лучшая свита хахопсе обнажена в бассейне одноименной реки, где она была впервые выделена В. В. Белоусовым и Б. М. Трошихиным [3], а позднее описана В. Е. Хаиным, С. Л. Афанасьевым и др. [19]. Характерные особенности пород ее те же, что и низов тубинской свиты. Видимая мощность достигает, по В. Е. Хаину, 800 м. Возраст свиты хахопсе В. Е. Хаин устанавливает как верхнетоарский на основании находок фораминифер *Lenticulina* cf. *prima* Orb., *L. polygonata* (Fr.), *Terebralina regularis* Orb., *Turrilina* sp., *Rhabdamina* sp.

Северо-западнее бассейна р. Пшехи отложения тоара не обнажаются, а юго-восточнее они пользуются широким распространением. В бассейнах рек Сочи и Шахе им, по-видимому, соответствует чинарская свита В. Е. Хаина, а в бассейне р. Мзымты — верхняя часть толщи аргиллитов, отнесенных В. И. Славным [17] без достаточного на то основания к среднему лейасу. В аргиллитах в среднем течении р. Бзерпин (левый приток р. Лауры) М. А. Выгоднер и другие нашли *Grammoceras striatulum* Sow. (определение В. П. Казаковой).

Нижний аален. На правобережье р. Пшехи нижний аален составляет верхнюю часть тубинской свиты мощностью примерно 400—500 м. По литологическому составу нижнеааленский подъярус существенно ничем здесь не отличается от верхнетоарского (см. рисунок). В этих отложениях в районе пос. Шпалорез нами найдены многочисленные *Leioceras* cf. *opalinum* Rein., *Calliphylloceras* cf. *nilssoni* Heb., *Mytiloides amygdaloides* Goldf. и *M. quenstedti* Pöel.

На левобережье р. Пшехи и западнее, а также в бассейнах рек Шахе и Мзымты нижний аален представлен вулканогенно-осадочной формацией. Нижняя часть ее выделяется В. Е. Хаиным, С. Л. Афанасьевым и др. [19] как чаталтапинская свита. Вулканические породы свиты представлены спилитами, диабазовыми, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами и туффитами. Они образуют от одного до пяти горизонтов в аргиллитах и песчаниках. Общая мощность отложений, соответствующих чаталтапинской свите, в бассейне р. Мзымты, по данным В. И. Славина [17], достигает 2250 м, а к северо-западу сокращается, составляя в бассейне р. Пшехи только 800—1000 м. Еще далее к западу вулканогенные литофации замещаются осадочными, и свита скрывается под вышележащими отложениями.

Верхняя часть вулканогенно-осадочной формации выделена О. С. Вяловым [8, 9] и вслед за ним В. Е. Ханним, С. Л. Афанасьевым и др. [19] под названием свиты горы Индюк. Залегает эта свита на чаталтапинской согласно, составляет с нею единый комплекс и отличается лишь преобладанием вулканических пород кислого состава — кварцевых порфиров, их туфов и туффитов.

Излившиеся и пирокластические породы в разрезе свиты распространены неравномерно. Первые развиты в основном, как и пластовые инъекции, в нижней части разреза в виде одного или (местами) двух горизонтов мощностью от 50 до 300 м. По их появлению в разрезе нами отбивается подошва свиты горы Индюк. Вторые образуют хорошо выдержанный горизонт мощностью до 250 м в верхней части свиты. Рассматриваемая свита развита шире, чем чаталтапинская. Выходы ее на северо-западе доходят до района горы Индюк, а под покровом вышележащих отложений она протягивается, возможно, и дальше. На юго-востоке свита может быть прослежена до бассейна р. Мзымты. Еще восточнее, в бассейнах рек Гумиста и Келасури, по данным И. П. Кахадзе [12], развиты покровы и туфы альбитофиров, возможно относящиеся также к образованиям, синхроничным свите горы Индюк. Мощность свиты горы Индюк изменяется от 1000 до 1500 м.

Возраст вулканогенно-осадочной формации до последнего времени определялся лишь по стратиграфическому положению и микрофаунистическим данным. В 1961 г. удалось обосновать возраст составляющих ее свит находками аммонитов. К. О. Ростовцевым на р. Бол. Турупе в средней части чаталтапинской свиты собраны и определены многочисленные *Leioceras opalinum* Rein., а выше, под верхним горизонтом туфов базальтовых порфиритов, обнаружены *Leioceras opalinum* Rein. совместно с *Leioceras cf. acutum* Quenstl., *Hammatoceras cf. subinsigne* Opp., *Calliphylloceras nilssoni* Heб. Фаунистически охарактеризована рассматриваемая формация и в бассейне р. Мзымты. На правобережье р. Бзерпии и в балке Кукерду, по сборам А. А. Носова и нашим, определены нижеааленские *Leioceras cf. comptum* Rein., *L. cf. bifidatum* Buckm., *Mytiloides cf. amygdaloides* Goldf., *M. quenstedti* Pöel., *Inoceramus aequicostatus* Vogt., *In. ambiguus* Eichw., *Posidonia buchi* Roem. и др.

Свита горы Индюк по возрасту также является нижеааленской. Это доказываются находками Л. М. Дунаева в породах свиты в верховьях р. Сеже нижеааленских аммонитов *Leioceras opalinum* Rein., *L. acutum* Quenstl., *Phylloceras heterophyllum* Sow. Верхний возрастной предел свиты отчетливо устанавливается и на основании того, что на свиту горы Индюк налагает фаунистически доказанные верхнеааленские отложения зоны *Ludwigia murchisonae*.

Верхний аален и байос. В бассейне р. Пшехи в основании верхнего аалена залегает горизонт конгломератов, в котором обломочный материал и цемент представлены переотложенными аргиллитами тубинской свиты. Такие конгломераты обнаружены В. Е. Ханним, С. Л. Афанасьевым и другими вблизи с. Средние Тубы, а Г. П. Корнев — в балке Донецковой на восточном склоне горы Чаталтапа. Выше плачки конгломератов основную роль начинают играть аргиллиты с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Обычны в аргиллитах конкреционные прослои и одиночные конкреции сидеритов. На р. Хахонсе, в 400 м выше ее устья, в аргиллитах этой толщи К. О. Ростовцевым были найдены многочисленные *Ludwigia cf. bradfordensis* Buckm., *Leioceras ex gr. sinon* Bayle, *Lytoceras* sp. и др. Несколько севернее, в долине р. Пшехи против с. Средние Тубы аргиллиты содержат прослои, переполненные *Mytiloides quenstedti* Pöel. и *Mytiloides amygdaloides* Goldf. Реже встречаются неопределимые до вида *Ludwigia*, *Leioceras* и *Phylloceras*. Эта часть разреза отвечает, таким образом, зоне *Ludwigia murchisonae* и соответствует верхней части тубинской свиты В. В. Белоусова и Б. М. Трошихина.

Стратиграфически выше, у с. Нижние Тубы, залегает горизонт глинистых конгломератов зейтунской свиты В. В. Белоусова и Б. М. Трошихина, с которых, по-видимому, начинается разрез байосского яруса [3, 19]. Возможно, что эти конгломераты являются отражением предбайосского перерыва, широко развитого в более восточных районах северного склона Кавказа. Западнее долины р. Пшехи они не прослеживаются и разрез аалена и байоса представляет собой непрерывную серию осадков.

Над глинистыми конгломератами основания зейтунской свиты залегает толща аргиллитов мощностью 400—450 м, аналогичная нижеележащей, но содержащая прослои плитчатых песчаников и алевролитов, а в верхней части — пласты брекчиевидных песчаных известняков и известняковых брекчий мощностью до 2 м. В этих отложениях Е. С. Станкевич обнаружила нижебайосскую *Dorsetensia tecta* Buckm. [18].

В западных районах (на левобережье р. Туане) конгломераты в основании верхнего аалена прослеживаются повсеместно (см. рисунок). Кроме переотложенных аргиллитов, составляющих цемент породы и подавляющую часть галек, среди последних присутствуют в различных соотношениях обломки развитых в этом же районе кварцевых порфиров, их туфов, порфиритов, диабазов и тешенитов, а также принесенные из других районов хлоритизированные и мусковитизированные плагиограниты, лейкодiorиты, гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, обломки жильного кварца с сульфидной минерализацией и переотложенные брекчии нижеюрских аргиллитов, сцементированных рудосным кварцем [16].

На левобережье р. Туапсе над базальными конгломератами залегают пачка аргиллитов с прослоями алевролитов и переоотложенных туфов кварцевых порфиров, включаемая В. Е. Хаина, С. Л. Афанасьевым и др. [19], а также М. Г. Ломизе [15] еще в свиту горы Индюк. Далее следует толща аргиллитов с прослоями алевролитов и конкрециями сидеритов, которая относится теми же авторами уже к пшишской свите. В бассейнах рек Туапсе и Пшиш, где эти отложения получили наибольшее развитие, нижняя часть разреза обогащена прослоями гравелитов и песчаников. Последние на левобережье р. Туапсе группируются в пачку, описанную впервые О. С. Вяловым [9] под названием «горизонта кокай». На р. Псекупс, по данным Г. И. Малбиева и нашим наблюдениям, прослой песчаников, гравелитов и даже конгломератов присутствуют и в верхней части разреза свиты. Мощность обнаженных отложений в бассейне р. Туапсе составляет 1000—1200 м, а в бассейне р. Псекупс достигает 1500—1700 м.

Разрез среднеюрских отложений завершается пачкой глины с септариевыми конкрециями и горизонтом криноидного известняка в основании. Отложения эти пользуются весьма ограниченным площадным распространением. Кроме двух обнажений у сел. Гойтх, выходы их известны еще лишь в двух пунктах — на р. Туапсе, ниже ст. Кривенковской, и на левобережье р. Пшехо, западнее с. Мал. Псеушко.

Находки фауны в различных пунктах позволяют уверенно датировать возраст рассматриваемых отложений. Так, в нижней части разреза, на левом берегу р. Туапсе против ст. Кривенковской К. О. Ростовцевым и А. И. Дьяконовым найдены *Ludwigia cf. murchisonae* Sow., *L. cf. bradfordensis* Buckm., *Lytoceras* sp., *Phylloceras* sp., *Mytiloides cf. amygdaloides* Goldf., *Posidonia buchi* Roem. (определение К. О. Ростовцева), а восточнее, в районе станции Анастасиевской (в балке Субботка) Д. И. Выдринным и А. И. Дьяконовым собраны *Ludwigia cf. patula* Buckm., *L. cf. impolita* Buckm., *Leioceras costosum* Quenst., *L. acutum* Quenst. (определение Е. С. Станкевича). Таким образом, нижняя часть разреза относится к зоне *Ludwigia murchisonae* верхнего аалена.

В вышележащих отложениях в бассейне верхнего течения р. Пшиш, в районах селений Гойтх, Ханжан и Алтубинал и в балке Донзуд, К. О. Ростовцевым, И. А. Воскресенским и А. И. Дьяконовым встречены *Partschiceras viator* Ortb., *Posidonia buchi* Roem. и *Mytiloides* sp. В балке Сосновке-Шубинской, в 2,5 км выше устья, в аргиллитах, считавшихся ранее валанжинскими, ими же найдены *Parkinsonia cf. orbignyana* Wetz., *Perisphinctes* sp., *Posidonia buchi* Roem. (определение К. О. Ростовцева). В бассейне р. Псекупс, в стоках балки Семенова Шель, Л. В. Петренко по сборам А. М. Махнева и В. И. Корнеева определила *Stephanoceras macrocephalus* Shlot. и *Perisphinctes curvitychius* Neum. Приведенные находки аммонитов позволяют отнести верхнюю часть разреза, до пачки глины с септариями, к зоне *Parkinsonia parkinsoni*. Учитывая непрерывность разреза от зоны *murchisonae* до зоны *parkinsoni* можно предполагать присутствие остальных подразделений верхнего аалена и байоса. Пачка глины с септариями, поскольку она определенной фауны не содержит, относится к байосу условно. Не исключена возможность, что она имеет батский, а может быть, и более молодой возраст.

* * *

Как видно из приведенных выше данных, изученность разрезов ниже- и среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа в настоящее время такова, что в большинстве случаев благодаря находкам фауны в различных горизонтах разреза представляется возможным выделить не только ярусы и подъярусы, но и фаунистические зоны. Это позволяет определить стратиграфический объем местных свит, установленных разными авторами, сопоставить их между собой и произвести унификацию схем применительно к литофациальной зональности.

На основании исследований В. Е. Хаина, С. Л. Афанасьева и др. [19], а также наших наблюдений можно сделать вывод, что рассмотренные выше отложения представляют собой образования двух литофациальных зон, различавшихся по тектоническому режиму, литофациальной характеристике комплексов и стратиграфическому положению разделяющих их перерывов. Первая — северо-восточная или Гузерицкая зона охватывает правобережную часть бассейна р. Пшехи и протягивается на юго-восток в бассейн р. Белой. Вторая — юго-западная или Гойтхско-Ачишхинская зона обнимает осевую полосу Главного хребта западнее р. Пшехи и находит свое продолжение на южном его склоне (бассейны рек Шахе и Мзымта). Для каждой из этих зон может быть принята единая схема расчленения разреза по литологическим признакам (см. таблицу).

Разрез северо-восточной литофациальной зоны можно подразделить на свиты, выделенные в свое время В. В. Белоусовым и Б. М. Трошихиным [3, 4]. Предложенная ими схема требует лишь некоторых изменений. Нижнюю часть тубинской свиты В. В. Белоусова и Б. М. Трошихина можно считать самостоятельной стратиграфической единицей. Она отделяется от вышележащих отложений перерывом и имеет не тоарский, а домерский возраст. Поэтому в схеме расчленения разреза северо-восточной зоны, кроме зейтунской и тубинской свит, следует выделить еще одну свиту, названную нами чубин-

Схема стратиграфического расчленения ниже-

Ярус	Подъярус	Фаунистическая зона	Свита	
			юго-западная лито- фациальная зона (Гойтхско-Ачишхин- ская)	северо-восточная лито- фациальная зона (Гузерильская)
Байосский				Зейтунская
Ааленский	Верхний	<i>Ludwigia murchisonae</i>	Пшишская	Тубинская
	Нижний	<i>Leioceras opalinum</i>	Горы Индюк Чаталтапинская	
Тоарский	Верхний	<i>Dumortieria pseudoradiosa</i> <i>Grammoceras thoursense</i>	Хахонсе	
	Средний и нижний			
Домерский		<i>Ammatheus margaritatus</i>		Чубинская

и среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа

Краткая литологическая характеристика	Фаунистическая характеристика	Мощность, м
<p>Темно-серые аргиллиты с прослоями алевролитов, песчаников и микроконгломератов. В верхней части пачка аргиллитов с септариевыми конкрециями. В пшишской свите в основании базальный горизонт конгломератов с обломками кварцевых порфиров, порфиритов, диабазов, туфов, гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев и жильного кварца. В подошве зейтунской свиты горизонт глинистых конгломератов</p>	<p><i>Parkinsonia orbignyana</i> Wetz., <i>Stephanoceras macrocephalus</i> Schloth., <i>Perisphinctes curyptychus</i> Neum., <i>Partschiceras viator</i> Orb., <i>Posidonia buchi</i> Roem. <i>Dorsetensia tecta</i> Buckm., <i>Ludwigia murchisonae</i> Sow., <i>L. bradjordensis</i> Buckm., <i>L. patula</i> Buckm., <i>L. impolita</i> Buckm., <i>Leioceras</i> ex gr. <i>sinon</i> Bayle, <i>Mytiloides amygdaloides</i> Goldf., <i>Posidonia buchi</i> Roem.</p>	800—2000
<p>В северо-восточной зоне — темно-серые аргиллиты с прослоями алевролитов и конкрециями сидерита. В юго-западной среди аргиллитов и алевролитов — подчиненные прослои песчаников и горизонты спилитов, диабазов, порфиритов и их туфов в нижней части подъяруса (чаталтапинская свита) и кварцевых порфиров, их туфов и туфобрекчий в верхней (свита горы Индюк)</p>	<p><i>Leioceras opalinum</i> Rein., <i>L. acutum</i> Quenst., <i>Phylloceras heterophyllum</i> Sow., <i>Leioceras opalinum</i> Rein., <i>L. acutum</i> Quenst., <i>Calliphylloceras nilssoni</i> Heb., <i>Hammato-ceras subinsigne</i> Opp., <i>Mytiloides amygdaloides</i> Goldf.</p>	600—3000
<p>Сланцеватые и скорлуповатые темно-серые аргиллиты, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками. Отдельные горизонты обогащены конкрециями сидерита, пирита и марказита. В основании базальный конгломерат</p>	<p><i>Dumortieria subundulata</i> Branco, <i>D. radians</i> Rein., <i>D. gundershofensis</i> Haug, <i>D. radiosa</i> Seebach, <i>Grammoceras distans</i> Buckm., <i>Calliphylloceras nilssoni</i> Heb., <i>Grammoceras thouarcense</i> Orb., <i>G. saemanni</i> Dum., <i>G. quadratum</i> Haug, <i>G. striatum</i> Sow., <i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> Bayle, <i>Phylloceras heterophyllum</i> Sow., <i>Mytiloides amygdaloides</i> Goldf.</p>	500—900
Отсутствуют		
<p>Темно-серые аргиллиты с редкими конкрециями пирита и марказита, в средней части горизонт кварц-полевошпатовых песчаников (бодецкий горизонт В. В. Белоусова и Б. М. Трошихина)</p>	<p><i>Amaltheus margaritatus</i> Montf.</p>	250—370

ской (см. таблицу). Эти свиты по своему значению являются крупными комплексами отложений, отображающими три основных этапа осадконакопления. Наибольшим по объему является тубинский комплекс, в пределах которого по палеонтологическим данным устанавливаются ярусы и фаунистические зоны.

В юго-западной (Гойтхско-Ачишхинской) литофациальной зоне естественными единицами, легко выделенными в разрезе, являются свиты хахосе, чаталтапинская, горы Индюк и пшишская. В бассейнах рек Шахе, Сочи и Мзымта свите хахосе соответствует, по-видимому, чинарская свита В. Е. Хаина, в чаталтапинской свите и свите горы Индюк отвечают соответственно ачишхинская и чуринская толщи, выделенные В. И. Славным [17].

Наибольшие разногласия среди исследователей существуют по вопросу о границах и критериях выделения свиты горы Индюк. Хотя за основу при ее выделении берется один и тот же признак — присутствие в разрезе вулканогенных пород кислого состава — однако вследствие различных представлений о характере магматизма объем свиты определяется по-разному. Так, В. Е. Хаин, С. Л. Афанасьев и др. [19] считали кварцевые порфиры в низах толщи покровными и выделяли свиту в том же объеме, что и О. С. Вялов. М. Г. Ломизе [14, 15] также считает магматические породы кислого состава юрскими (аален), но к вулканическим образованиям относит только туфы и туффиты. Залегающие же в нижней части толщи кварцевые порфиры, которые К. И. Богданович [5], О. С. Вялов [9], В. В. Белоусов и Б. М. Трошихин [4] и Л. А. Варданянц [7] считают покровными, М. Г. Ломизе относит к субвулканическим интрузиям. Вследствие этого в качестве свиты горы Индюк он выделяет только верхнюю часть свиты О. С. Вялова, а нижнюю часть ее расчленяет на две свиты — макаровскую и наужинскую, имеющие весьма ограниченное распространение.

Крайней точки зрения в этом вопросе придерживаются Г. Д. Афанасьев и А. М. Борсук [1, 2, 6]. Согласно отстаиваемой ими концепции, магматические породы кислого состава в бассейнах рек Пшиш и Туанпе представляют собой послесреднеюрские (верхняя юра-мел) интрузивные гранодиорит-порфиры, своеобразные «экструзии» гранитоидов типа горы Индюк» и эруптивные брекчии, т. е. свита г. Индюк не может быть выделена, так как в разрезе ааленских отложений не оказывается синхронных им кислых пород.

Мы не можем согласиться с исследователями, отрицающими присутствие в ааленских отложениях покровов кварцевых порфиров. Наличие их достоверно устанавливается в ряде пунктов как по отсутствию признаков контактового воздействия и следам размыва в кровле, так и по переходам от излившихся пород к пирокластитам (горы Семашко, Собор-Скала и др.). По их появлению в разрезе нами отбивается нижняя граница свиты горы Индюк.

Верхнюю границу свиты горы Индюк М. Г. Ломизе [15] проводит выше базальных конгломератов верхнего аалена. Это сделано им лишь на том основании, что в составе данного разреза содержатся маломощные прослои пород вулканического происхождения (по нашему мнению, переотложенных). Это завышение границы свиты горы Индюк нельзя считать удачным. М. Г. Ломизе не только не учел того, что верхняя граница свиты не может быть с достаточной точностью установлена в непрерывной серии осадков, но и включил в состав свиты два комплекса, отделенных перерывом. Мы считаем, что верхняя граница свиты горы Индюк должна проводиться по подошве горизонта конгломератов, которые отражают предверхнеааленский перерыв и в данной литофациальной зоне представляют собой явление региональное. Этот перерыв имеет значение не только как граница между двумя подъярусами и несогласно пластуемым комплексами. Присутствие в конгломератах основания пшишской свиты обломков диабазов, тешенинов и жильного кварца с полиметаллическим оруденением отчетливо фиксирует рубеж в проявлении магматической деятельности на Северо-Западном Кавказе и связанной с нею эндогенной минерализации. По возрасту низов пшишской свиты устанавливается предверхнеааленский возраст диабазовых интрузий и полиметаллической рудной формации. Нижний возрастной предел их не менее точно определяется и на основании того, что диабазовые интрузии прорывают отложения свиты горы Индюк, а жилы с полиметаллическими рудами размещаются в фаунистически доказанные нижнеааленских аргиллитах тубинской свиты.

Как показывают новые данные, пшишская свита по стратиграфическому объему отвечает не только верхнему аалену, как считает М. Г. Ломизе [15], но включает и байос, так как в ее верхней части встречены аммониты зоны *Parkinsonia parkinsoni*.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. и Борсук А. М. Щелочные трахиты на Северо-Западном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1957.
2. Афанасьев Г. Д. и Борсук А. М. Новые данные о послееюрском магматизме Северо-Западного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1959.
3. Белоусов В. В. и Трошихин Б. М. Краткий геологический очерк района рек Пшехи и Белой на Северо-Западном Кавказе. Зап. Всерос. мин. о-ва, ч. 66, вып. 4, 1937.

4. Белоусов В. В. и Трошихин Б. М. Геологический очерк полосы мезозойских отложений между реками Пшехой и Пшиш на Северном Кавказе. Зап. Всерос. мин. о-ва, ч. 68, вып. 1, 1939.
5. Богданович К. И. Годовые отчеты о работах 1906—1910 гг. Отчет о состоянии и деятельности геол. ком. Изв. Геол. ком., 1907—1911.
6. Борсук А. М. Об интрузивной природе гранодиорит-порфиров Туапсинского района. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1960.
7. Варданянц Л. А. Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 34, № 8, 1943.
8. Вялов О. С. Краткий геологический очерк Туапсинского района. Изв. Всес. геол.-развед. объединен., 50, вып. 97, 1931.
9. Вялов О. С. Геологические исследования в 1931 г. на Западном Кавказе. Зап. Всерос. мин. о-ва, ч. 63, вып. 1, 1934.
10. Гофман Е. А., Ломизе М. Г., Рихтер В. Г., Хаин В. Е. Некоторые черты геологического развития Северо-Западного Кавказа в нижней и средней юре. Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, № 4, 1960.
11. Ефремов Г. М. Краткий геологический очерк района верховьев рек Шахе и Сочи. Изв. Новочеркас. индустр. ин-та, т. 7 (2), 1940.
12. Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол. III (VIII), 1947.
13. Корнев Г. П. и Ростовцев К. О. Новые данные о стратиграфии нижнеюрских отложений бассейна реки Пшеха (Северо-Западный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 143, № 3, 1962.
14. Ломизе М. Г. Новые данные по юрскому вулканизму Северо-Западного Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII, вып. 3, 1958.
15. Ломизе М. Г. О стратиграфическом расчленении юрской вулканогенно-осадочной серии Гойтх. Вест. МГУ, сер. IV, геол., № 4, 1961.
16. Любофеев В. Н., Корнев Г. П. и Балицкий В. С. Новые данные о свинцово-цинковом оруденении в районе гор Индюк—Два Брата. «Промышленность Кубани», № 12, 1959.
17. Славин В. И. Новые данные о геологическом строении района Красной Поляны и прилегающих частей Главного Кавказского хребта. Изв. высш. уч. завед., сер. геология и разведка, № 6, 1958.
18. Станкевич Е. С. О стратиграфии нижней и средней юры бассейна р. Пшехи на Северо-Западном Кавказе. Вест. ЛГУ, № 24, сер. геол. и географ., вып. 4, 1957.
19. Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Бурлин Ю. К., Гофман Е. А., Ломизе М. Г., Рихтер В. Г. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа. В сб.: «Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа». Тр. Кавк. экспед. МГУ и ВАГТ, т. 2, 1960.

Краснодарский филиал
ВНИИНефть

А. А. ИВАНОВ, Н. Г. ШЕШУКОВ, Ф. Я. САПРЫКИН

*

ДРЕВЕСНЫЕ ОСТАТКИ В ИСКОПАЕМЫХ СОЛЯНЫХ ЗАЛЕЖАХ

Приуроченность соляных и солеродных водоемов как современной, так и прошлых геологических эпох к областям аридного климата исключает участие в отложениях этих водоемов пород, обогащенных остатками растительного вещества. Не только берега таких водоемов, но и значительные пространства прилегающей суши лишены лесного покрова, и поэтому находки остатков древесины в соляных породах — явление довольно редкое и мало еще освещенное в литературе. Чаще в солях и в особенности в соленосных породах встречаются растительный детрит, а также споры и пыльца, исследованию которых в последнее время уделяется существенное внимание.

Если тонкий растительный детрит, споры и пыльца могли транспортироваться в древние соляные водоемы золым путем вместе с частицами пыли из достаточно или весьма отдаленных районов, то принос древесных остатков, иногда находимых в солях, мог осуществляться только водными потоками, большей частью, вероятно, временными, которые захватывали части древесных стволов и веток на значительных расстояниях от берегов соляного водоема. К настоящему времени известно уже несколько ископаемых соляных залежей, в которых найдены остатки древесины. Так, в толще каменной соли Илецкого месторождения А. В. Хабаковым и Н. К. Разумовским в 30-х годах были

обнаружены скопления волокон древесины, относящейся к роду *Dadoxylon* sp. нижнепермского возраста [1].

По сообщению Л. П. Нестеренко, К. И. Иносовой и А. А. Степанова [2], в Брянцевском пласте каменной соли Артемовского месторождения в Донбассе был встречен обломок обуглившейся древесины размером $1,5 \times 2 \times 3$ см, угловатой формы, без следов окатанности. Древесина черного цвета, хорошей сохранности, гелефицирована и имеет структуру ксилена. Клетки древесины выполнены солью. Относится древесина к голо-семенным растениям. Авторы заметки полагают, что поблизости от соляного водоема, в котором накапливались соляные отложения, существовала суша с достаточно богатой растительностью (по-видимому, преимущественно хвойной). Скорее, однако, следует предполагать, что обломок древесины был принесен в бассейн издалека.



Рис. 1. Поперечный срез древесины на стенке горной выработки Соликамского рудника

Ряд интересных находок древесных остатков был сделан на Верхнекамском месторождении калийных солей в Западном Приуралье. Найдены эти остатки в Соликамском и в Березниковском рудниках. По сведениям, полученным от главного геолога Соликамского калийного комбината М. С. Исаковой, в выработках рудника небольшие остатки древесины были обнаружены в нескольких пунктах на разных стратиграфических уровнях разреза соляной толщи.

Большой интерес представляет остаток древесины из пласта сальвинита Красный II. Обломок угловатый, неровный, имеет размеры $1,0 \times 2,5 \times 3,0$ см и не несет следов окатанности. Цвет темно-бурый. Макроскопически в разрезе хорошо видно внутреннее строение древесины, клетки которой, а также мелкие трещинки выполнены шестоватым сльвином сургучно-красного цвета и бесцветным. У контакта с древесиной наблюдаются мелкозернистый карбонат кальция и бурые железистые хлопья (определения М. Л. Вороновой).

Специальное исследование этого образца древесины, выполненное В. Г. Лепехиной в Палеоботанической лаборатории ВСЕГЕИ, позволило установить, что по ряду признаков — отсут-

ствие слоев прироста, одно-трехрядная радиальная пористость трахенд, круглые или овальные поперечно вытянутые отверстия пор трахенд и однорядные 1-8-слойные лучи — эта древесина может быть определена как *Dadoxylon kenderlykense* Zalesky и имеет, по-видимому, нижнепермский возраст.

В толще каменной соли, подстилающей калийные, разведочный штрек 3 на II участке Соликамского рудника пересек большой обломок обуглившегося ствола дерева длиной не менее 3 м и сечением 25×40 см. Исследование этой древесины, к сожалению, своевременно не было осуществлено, и мы располагаем только фотографией ее косоугольного среза на стенке выработки (рис. 1). На фотографии хорошо видно строение древесины и многочисленные трещины, выполненные каменной солью. Интересно отметить, что слои вмещающей каменной соли облекают обломок, показывая, что последний попал в водоем в стадию кристаллизации солей.

В выработках Березниковского рудника в декабре 1951 г. в пласте каменной соли А—А¹ в кровле западной вентиляционной сбойки был обнаружен обломок ветки или тонкого ствола дерева с хорошо выраженной структурой древесины. В поперечном сечении обломок имеет размеры $7-8 \times 3-4$ см, длина его достигает 1 м. Он обладает темно-коричневой окраской и сильно пропитан солями, что придает ему большую твердость. Менее пропитанные солями участки древесины при растирании оставляли на руках и бумаге след коричневого цвета.

В октябре 1956 г. в слое 5 пласта сальвинита Красный II при проходке камеры 27 четвертой панели была вскрыта ветка дерева круглого сечения с диаметром около 3 см и длиной 11 см. Древесина обуглившаяся, имеет черный цвет и хорошо сохранившуюся внутреннюю структуру.

В апреле 1960 г. в пласте каменной соли Кр. I—Кр. II в кровле камеры 60 четвертой панели был обнаружен обломок ствола дерева диаметром около 7 см. Длина его не была установлена. Древесина, сильно пропитанная каменной солью, имеет темно-коричневую окраску и хорошо сохранила внутреннюю структуру.

Представляет исключительный интерес и имеет уникальное значение древесина, обнаруженная при проходке наклонной выработки около камеры 21 четвертой восточной панели. Приурочен этот древесный остаток к средней части пласта сильвинита Красный III⁶; сверху он прикрыт сильвинитом, а с боков и снизу отделяется от него оторочками из каменной соли (рис. 2). Древесина представляет собой остаток обуглившегося ствола, располагающегося в соли почти горизонтально с осью, вытянутой с северо-востока на юго-запад. Ствол был пересечен выработкой и срезы его сохранились на обеих ее стенках. Учитывая размер сечения выработки и расстояния, на кото-

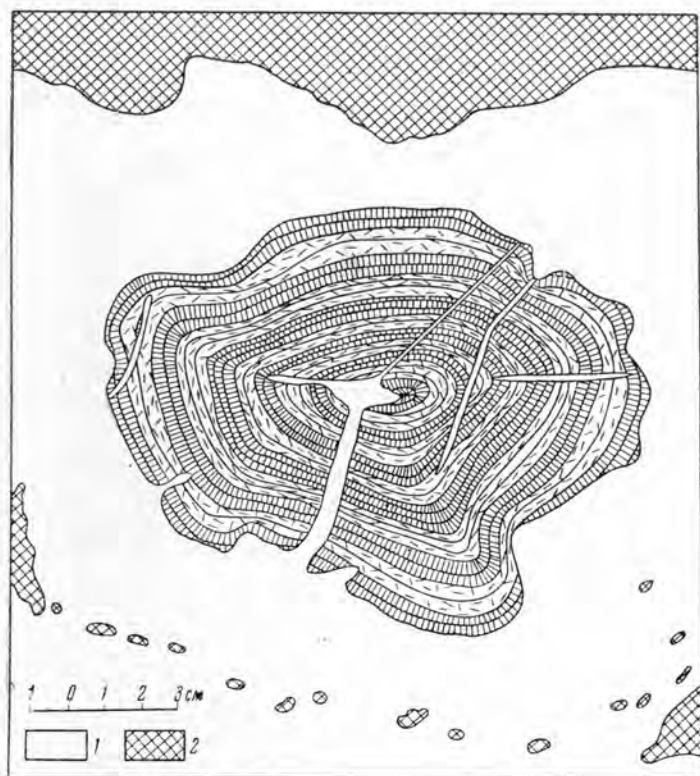


Рис. 2. Поперечный срез обуглившегося ствола дерева в почве пласта сильвинита «Красный III⁶». Березниковский рудник (зарисовка Н. Л. Астахова)

1 — каменная соль, 2 — сильвинит

рые прослежен обломок ствола в боковых стенках, можно предположить, что общая длина его составляет не менее 7 м. В поперечном сечении он имеет неправильную, несколько сплюснутую форму с длинами осей до 15×20 см (рис. 3). Древесина рассечена в радиальном и других направлениях трещинами, выполненными каменной солью. Характерно, что сама обуглившаяся древесная масса слабо пропитана солью, благодаря чему легко крошится и растирается в порошок черного цвета. В сечении древесины хорошо заметны годовые кольца (см. рис. 2 и 3).

Химический анализ образца древесины на содержание в нем растворимых солей, выполненный в лаборатории Березниковского калийного комбината, дал следующие результаты (в сухом остатке водной вытяжки в % к общему весу пробы древесины): KCl 4,5; NaCl 28,5; MgCl₂ 5,9; CaCl₂ 2,0; CaSO₄ 0,8.

Летом 1961 г. представилась возможность добыть большой монолит каменной соли с включенным в нее обломком этой древесины. Монолит экспонируется в Центральном геологоразведочном музее в Ленинграде. Изучение древесины в Углетрографической лаборатории ВСЕГЕИ, выполненное Г. Д. Петровским, показало, что по внешнему виду древесина представляет собой обуглившийся ствол дерева с хорошо видимым древесным строением. Макроскопический уголь матовый, черный, в изломе темно-коричневый, хрупкий. По микроскопической структуре он является витреном буровато-красного цвета

с ясно выраженным клеточным строением древесины. Местами структурный витрен можно отнести к ксилену. Между фрагментами структурного витрена наблюдаются минеральные примеси, представленные плохо окатанными зернами кварца, эффузивных пород и реже халцедона.

В Углекимической лаборатории ВСЕГЕИ под руководством Ф. Я. Сапрыкина было проведено исследование химического состава древесины, давшее следующие результаты. Образец древесины содержит 13,21% влаги, зольность его составляет 52,72%. Отмывкой холодной дистиллированной водой из него были удалены растворимые соли, составившие 50,79% к общему весу пробы. После отмывки солей зольность древесины на сухое вещество оказалась равной 1,93%. Такой небольшой процент зольности показывает, что минеральные составляющие золы относятся непосредственно к инкрустирующему веществу растения.

По данным полуколичественного спектрального анализа, выполненного в лаборатории ВСЕГЕИ, в золе угля, освобожденной от солей, установлено присутствие ред-

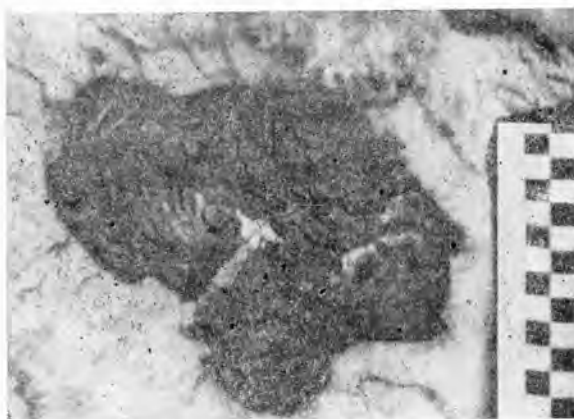


Рис. 3. Фотография среза обуглившегося ствола дерева, изображенного на рис. 2 (шкала справа подразделена на сантиметры)

ких элементов (в %): ванадий 0,01; бериллий 0,001; вольфрам 0,03; молибден—следы; галлий 0,01; скандий—следы; бор—более 1,0; стронций 0,03; ниобий—следы; олово 0,02; медь 0,02; никель 0,003; кобальт—следы; хром 0,02; цинк 0,1; сурьма 0,02.

Элементарный анализ обуглившейся древесины показал следующее содержание составляющих ее элементов (в вес. % на сухое вещество): углерод 76,09; водород 5,85; сера, азот и кислород в сумме 18,06. Содержание летучих веществ составило 36,9 вес. % в расчете на органическую массу. Королек от летучих находился в слегка спекшемся состоянии.

В результате полукоксования сухой и промытой от солей обуглившейся древесины были получены такие выходы продуктов (в %): полукокск 70,2; смола 9,6; пирогенетическая вода 6,3; газ и потери 13,83. В составе смолы полукоксования было установлено наличие (в %): оснований 1,77; карбоновых кислот 2,15 и фенолов 22,24. Состав безводного газа полукоксования оказался следующим (в %): углекислота и сероводород 12,13; тяжелые углеводороды 5,93; окись углерода 7,48; водород 15,82; метан 54,95; азот 3,77.

Повышенный выход смолы и содержание в ней более 20% фенолов, высокие содержания метана и тяжелых углеводородов в газах полукоксования указывают на возможность отнесения обуглившейся древесины к паровично-жирной (ПЖ) марке угля, хотя по элементарному анализу она относится к газовой (Г) марке.

Исследованная обуглившаяся древесина, вероятно, принадлежит к тропическим или субтропическим растениям. В пользу этого, в частности, говорит содержание в ней 0,95% твердого воска, легко экстрагируемого серным эфиром. В составе воска имеется жидкий воск, легко извлекаемый петролейным эфиром; содержание его по отношению к общей массе обуглившейся древесины составляет 0,77%, а по отношению к общему количеству выделенного воска — 81%. В тропических и субтропических растениях воск покрывает листья и кору ствола, предохраняя растение от потери влаги. Он в основном твердый, но по мере углекислотной фиксации происходит его расщепление (окисление) и превращение в высокомолекулярные углеводороды жидкого типа. В данном случае воск на 81% превращен в жидкие углеводороды.

Проведенное исследование загоренной в солях и обуглившейся древесины показывает, что консервация в соляной толще без доступа воздуха обуславливает зна-

чительную степень углефикации растительного вещества. Этот процесс развивался под влиянием высокого давления и других факторов углефикации. Нет оснований думать, что древесина была внесена в соляной бассейн в уже обуглившемся состоянии, будучи вымыта из места своего прежнего захоронения.

Наличие остатков древесины, причем иногда и целых стволов деревьев в ископаемых соляных залежах и, в частности, в пластах калийных солей лишний раз свидетельствует о том, что в питании соляных бассейнов играли существенную роль притоки вод с суши. Следовательно, соляной бассейн в стадию формирования калийных солей не мог быть полностью замкнутым, как это представляется некоторым исследователям.

Интересно отметить находку в солях гальки кварцевого песчаника. По сведениям, полученным от главного геолога Соликамского калийного комбината М. С. Исаковой, эта галька была обнаружена в 1952 г. в Соликамском руднике в 13 камере второго участка в кровле пласта сильвинита Красный II. Галька имеет яйцевидную форму и размеры 8×6 см. При тектонических подвижках в соляной толще галька, очевидно, несколько перемещалась, отчего в соляной породе в плоскости движения гальки образовались следы — борозды шириной до 10 см.

Петрографическое исследование гальки, любезно переданное нам М. С. Исаковой, было выполнено во ВСЕГЕИ М. Л. Вороновой. По ее определению, галька представлена кварцевым, местами кварцитовидным песчаником почти черного цвета. Под микроскопом видно, что порода сложена окатанными и полуокатанными зернами кварца, сцементированными также кварцем. Размеры зерен колеблются от 0,02 до 0,2 мм. Среди зерен кварца встречаются листочки мусковита. В качестве аксессуарных минералов присутствуют единичные окатанные зерна турмалина, циркона и граната.

Как попала такая крупная галька в соляной бассейн и каким образом она законсервировалась в соляной толще? Находки в солях больших обломков стволов деревьев позволяют высказать предположение, что галька могла транспортироваться в бассейн в корневище дерева, сломенного бурей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов А. А. Илецкое месторождение каменной соли. Зап. Всес. минер. о-ва, ч. 68, № 1, 1939.
2. Нестеренко Л. П., Иносова К. И., Степанов А. А. Обуглившаяся древесина в ископаемой соли. Природа, № 1, 1956.

*Всесоюзный
научно-исследовательский
геологический институт*

В. В. ЖДАНОВ

*

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ

Проблема формирования гипербазитов охватывает широкий круг вопросов. Часть их, как то: временная приуроченность гипербазитовых интрузий к начальным этапам развития геосинклинали, пространственная и генетическая связь гипербазитовых поясов с зонами глубинных разломов, зарождение гипербазитового вещества на больших глубинах Земли, ниже поверхности Мохоровичича — не вызывает особых разногласий. Однако на целый ряд вопросов в настоящее время еще не дано однозначного ответа. Остаются нерешенными вопросы о процессе образования и развития магматического очага, о физико-химическом состоянии интрузирующего вещества, о процессе кристаллизации гипербазитовой интрузии в зоне глубинного разлома. Трудность их разрешения заключается в следующем. Зародившееся на больших глубинах Земли тугоплавкое гипербазитовое вещество при перемещении в совершенно иную физико-химическую обстановку верхней части земной коры должны вести себя чрезвычайно активно, стремясь приспособиться к новым условиям существования. Поэтому в связи с гипербазитовыми интрузиями должны иметь место мощные зоны контактового метаморфизма, переплавления и ассимиляции вмещающих пород и т. д., чего в действительности либо совсем не наблюдается, либо масштаб этих явлений очень ограничен. Такое противоречие ведет к целому ряду различных толкований генезиса гипербазитовых интрузий.

Так как гипербазитовые интрузии связаны в своем образовании с зонами глубинных разломов, прежде всего остановимся вкратце на разборе существующих в настоя-

щее время представлений об условиях формирования этих зон. Согласно А. В. Пейве [13] «глубинные разломы характеризуются длительностью и унаследованностью развития большим пространственным протяжением, большой глубиной заложения и определенной связью с формациями горных пород». Зоны глубинных разломов, активные в настоящее время, фиксируются зонами локализации глубокофокусных землетрясений. Протяженность этих зон достигает сотен и даже тысяч километров; при мощности в несколько десятков километров они круто уходят на значительные глубины Земли. Например, мощная зона Северного Тянь-Шаня падает к югу под углом $60-65^\circ$, глубина заложения эпицентров землетрясений от 80 до 200 км [17]; зона восточного побережья Азиатского материка в районе островов Сахалин и Хоккайдо падает на северо-запад под углом $50-55^\circ$, глубина заложения эпицентров землетрясения от 100 до 600 км; зона крымских землетрясений падает по азимуту $SZ\ 325^\circ \angle 55^\circ$, глубина заложения эпицентров от 40 до 60 км [10]. Таким образом, протяженность и глубина зон глубинных разломов резко доминируют над их мощностью. Судя по локализации эпицентров глубокофокусных землетрясений, максимальная энергия деформаций разрешается в фронтальной части глубинного разлома.

Зона глубинного разлома в областях, доступных наблюдению, состоит из целой серии малоамплитудных разрывов и по своему типу относится к сложно построенным рассеянному разрывам. Амплитуда перемещения крыльев отдельных элементарных разрывов, образовавшихся на земной поверхности при землетрясениях, обычно не превышает десятка метров при протяженности линии разрыва до десятков и даже сотен километров. М. В. Гзовский [4] на основании изучения многочисленных зон разрывов пришел к выводу, что «разрывы с амплитудами в несколько сотен метров безусловно являются результатом суммирования чрезвычайно большого количества отдельных мелких подвижек, каждая из которых, вероятно, не превышала 10—12 м». Таким образом, периодичность глубокофокусных землетрясений и дифференциальный характер развития отдельных разрывных нарушений указывают на прерывисто-поступательное развитие глубинного разлома. Такой характер развития подтверждается экспериментальными данными по разрушению ограниченно пластичных материалов при приложении медленно нарастающих напряжений. В зоне глубинного разлома будут чередоваться этапы накопления энергии, компенсированной упругостью горных пород (пассивные этапы), с этапами высвобождения энергии при образовании разрывных деформаций (активными этапами). В активные этапы происходит дальнейшее продвижение разлома.

Не менее важным является вопрос о температуре вещества в районе образования гипербазитового расплава. Существует несколько методов расчета теплового баланса Земли, причем считается, что подавляющая масса тепла внутренней части Земли имеет радиогенное происхождение.

Ф. Берч и С. Хюгс (1957 г.) вывели эмпирическую формулу для расчета изменения геотермического градиента гранитного и базальтового слоев сиалической оболочки земной коры. Они считают, что при тепловом потоке, равном $0,87 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек °С (для Канадского щита), около 70% радиогенного тепла протекает через поверхность Земли, из этого количества 50% тепла генерируется в гранитном, более радиоактивном слое и 20% — в базальтовом слое. Формула изменения геотермического градиента имеет следующий вид:

а) для гранитного слоя ($0 < x < 15$ км), где x — искомая глубина

$$G_{гр.} = (24,8 - 0,9x) \text{ } ^\circ\text{C/км},$$

б) для базальтового слоя ($15 \text{ км} < x < 35$ км)

$$G_{баз.} = 13 - 0,26(x - 15) \text{ } ^\circ\text{C/км}.$$

Согласно этим формулам, температура вещества на глубине 10 км будет равна 200°C , на глубине 25 км — 400°C , на глубине 35 км — 600°C .

Несколько иную формулу, основанную также на различном содержании радиогенного вещества в гранитном, базальтовом и перидотитовом слоях Земли, предложил И. Д. Дергунов [5]. Она дает возможность непосредственно рассчитать температуру вещества в глубине Земли:

$$t = a + \frac{2}{gh} \cdot gh,$$

где a — температура нейтрального слоя Земли, равная примерно 10°C ;

g — геотермический градиент верхнего слоя земной коры, равный $0,033^\circ\text{C/м}$;

h — глубина.

Согласно этой формуле, температура вещества на глубине 10 км равна 175°C , на глубине 35 км — 530°C , на глубине 80 км — 1090°C и на глубине 100 км — 1330°C . Эти данные вполне сопоставимы с данными Ф. Берча и С. Хюгса.

И. Верхуген [3] на основании расчета адиабатического градиента по сейсмическим данным в сопоставлении с температурой поверхности лав пришел к выводу, что на глубине 100 км температура вещества не должна быть ниже 1000°C .