



электрическим током. Распределение наложенных ореолов изучается по образцам, отобранным в почве по той же схеме, что используется при реализации термомагнитного метода. Результаты исследований представляются в виде схем распределения концентраций микроэлементов. Эти величины позволяют определить относительный параметр, отражающий степень активизации геохимических процессов в образцах горных пород электрическим током, а с целью учета степени активизации геохимических процессов на аноде и катоде рассчитывается комплексный параметр. Выявляемые по картам распределения этих параметров зоны эпигенетических изменений пород, могут наблюдаться как внутри контура нефтегазоносности, так и вне его, образуя кольцевые аномалии с минимумом над залежью.

По итогам применения всех методов, включенных в полевой комплекс, обнаруживается сходный рисунок распределения нефтегазовых аномалий, позволяющий представлять результаты полевого этапа в виде единого картографического документа, получаемого направленным суммированием всех ранее построенных пометодных карт, после их предварительной нормировки и устранения размерности. Пример такого документа приводится на рисунке, где видно, что контур газоносности Таловского месторождения газа окружен кольцевой зоной пониженных значений комплексного параметра.

Дальнейшее сопоставление и увязка указанного документа с имеющимися фондовыми сейсмоэлектроразведочными построениями позволяют существенно повысить надежность прогнозирования углеводородных местоскоплений.

Известны и другие явления, которые могут быть использованы при прогнозировании нефтегазоносности разреза, например сейсмическая и электрическая эмиссия, изучение которых до-

ступно малоглубинным модификациям сейсмо- и электроразведки. Все это служит основанием для включения в предлагаемый комплекс полевых работ данных модификаций.

Выводы

Таким образом, необходимо более активное привлечение гравимагнитных методов в практику комплексных геофизических исследований на различных этапах нефтегазопроисковых работ, а также совместное использование геофизической и геохимической информации при решении задач прямого поиска нефтегазовых залежей.

Библиографический список:

1. Рыскин М. И., Волкова Е. Н., Сокулина К. Б. Геолого-тектоническая интерпретация гравимагнитных данных при обработке региональных геофизических профилей // Изв. Саратов. ун-та. Новая серия. 2009. Том 9. Сер. Науки о земле, вып. 2. С. 37–45.
2. Рыскин М. И., Сокулина К. Б., Барулин Д. А. Об эффективности комплексирования сейсмических и гравимагнитных данных при разведке нефтегазоперспективных объектов // Геофизика. 2005. № 4. С. 14–21.
3. Рыскин М. И., Сокулина К. Б., Волкова Е. Н. Оптимизированная модель комплексной интерпретации геофизических данных в солянокупольных бассейнах // Там же. 2007. № 6. С. 41–52.
4. Рыскин М. И., Науменко И. И., Витвицкий О. В. К проблеме разделения потенциальных полей при геофизической разведке солянокупольных бассейнов // Изв. вузов. Геология и разведка. 2008. № 2. С. 50–58.
5. Рыскин М. И., Волкова Е. Н., Михеев С. И., Фролов И. Ю., Шигаев В. Ю. Рациональное комплексирование геофизических и геохимических методов прогноза нефтегазовых залежей // Там же. 2009. № 6. С. 36–42.

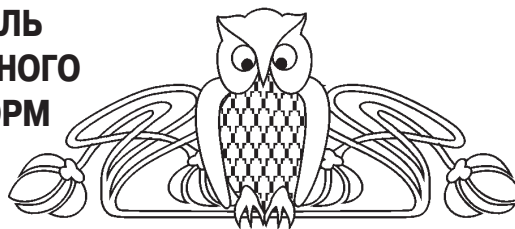
УДК 553.982.23

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ РИФТОГЕННО-ОСАДОЧНОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО КОМПЛЕКСА ПЛАТФОРМ

А. Д. Коробов, Л. А. Коробова, А. Т. Колотухин, В. М. Мухин, Л. В. Елисеева

Саратовский государственный университет,
E-mail: korob@info.sgu.ru, korobovea@yandex.ru

На основе детальных литологических исследований показано единство эпигенетических преобразований пород переходного комплекса и чехла Западно-Сибирской плиты в процессе тектоногидротермальной активизации. В рифтах с базальтовым комплексом и надрифтовых желобах с терригенными породами возникали насыщенные газоконденсатом и газом низко- и среднетемпературные пропилиты, а в изолированных



(локальных) впадинах с риолитовыми куполами и перекрывающих породах чехла – нефтесодержащие кислотно-выщелоченные породы, слагающие фации вторичных кварцитов. Это доказывает существование особого рифтогенно-осадочного формационного комплекса, который можно рассматривать с новых позиций как нефтегазоперспективный поисковый объект.

Ключевые слова: гидротермально-метасоматические процессы, нетрадиционные и вторичные коллекторы, переходный комплекс, чехол.



Hydrothermal Lithogenesis and Its Role in Riftogenic-Sedimentary Oil and Gas-Bearing Platform Complex Formation

A. D. Korobov, L. A. Korobova, A. T. Kolotuhin,
V. M. Muhin, L. V. Eliseeva

Thorough lithologic investigations were used as the basis to demonstrate integration of the epigenetic transformations in the rocks from the transitional complex and the mantle of the West Siberian Plate in the process of tectono-hydrothermal activation. Low and medium temperature propylites saturated with gas condensate and gas used to originate in the rifts with basalt complexes and in the over-rift trenches, while isolated (local) depressions with rhyolite domes and the overlying mantle rocks used to produce oil-bearing acid-leached rocks constituting the secondary-quartzite facies. This proves the existence of a special riftogenic-sedimentary formation complex which may be regarded as a prospective object for gas and oil exploration.

Keywords: hydrothermal-metasomatic processes, non-conventional and secondary reservoirs, transitional complex, mantle.

Введение

Несмотря на значительные достижения в развитии теоретических основ нефтегазовой геологии за последние десятилетия, причины резкой избирательности размещения месторождений углеводородного (УВ) сырья в литосфере все еще не находят своего однозначного объяснения. В 70-х и первой половине 80-х гг. XX в. появилась достаточно стройная теория стадийности нефтегазообразования, основу которой составляет представление о нефтегазоносности как закономерном явлении, возникающем на определенных стадиях развития осадочных бассейнов. На первом месте в понимании механизма генерации УВ оказалась температура как основной фактор катагенетического преобразования пород. Температурные границы и отвечающие им глубинные интервалы, как правило, определяют вертикальную зональность нефтегазообразования и размещения залежей. При этом важно подчеркнуть, что тепловые поля (кондуктивный теплоперенос), контролируемые границы главных фаз и главных зон нефте- и газообразования, в понимании Н. Б. Вассоевича, практически не изменяются во времени, т. е. остаются в статическом состоянии и характеризуют геостатический режим генерации УВ. Последний складывается из двух факторов: давления, которое в осадочной толще контролируется силами гравитации, и температуры, которая определяется установившимся тепловым (кондуктивным) полем. В условиях активного тектогенеза, который переживают большинство седиментационных бассейнов на пути их превращения в бассейны нефтегазоносные, распределение давлений и температур в осадочном чехле значительно усложняется. Поэтому закономерности, установленные для геостатической обстановки, существенно нарушаются и приходят в противоречие с новым фактическим материалом, полученным, в част-

ности, на нефтяных и газовых месторождениях рифтогенных осадочных бассейнов.

Начавшийся со второй половины 80-х гг. прошлого столетия флюидодинамический этап, призванный устранить вышеотмеченные противоречия, успешно развивается в настоящее время. Его особенность заключается в признании геологами эволюционно-динамических факторов генерации УВ и установлении генетических связей между динамикой трех процессов: а) мощного осадконакопления, б) интенсивного прогрева, протекающего в условиях как растяжения, так и сжатия, в) активного нефтегазообразования. Принципиально новым является понимание исследователями того, что прогрев осадочных пород связан не только с кондукционной передачей тепла, но и с конвективным теплопереносом. Если первый механизм создает общий тепловой фон, то конвективные процессы являются, в частности, серьезными ускорителями генерации углеводородов [1]. Свидетельством конвективного прогрева бассейнов мощного осадконакопления может служить широкое развитие гидротермальных (гидротермально-метасоматических) процессов, а также обогащенность залежей нефти и газа металлами и глубинными газами. Такой подход к проблеме чрезвычайно важен для молодой Западно-Сибирской плиты (рифтового седиментационного бассейна), т. к. установлена [2] прямая генетическая связь между рифтогенезом и возникновением осадочных бассейнов, с одной стороны, и формированием в них крупных скоплений нефти и газа – с другой.

О развитии гидротермального процесса и участии горячих растворов в формировании продуктивных коллекторов чехла Западной Сибири в разное время писали Р. А. Абдуллин (1991 г.), В. И. Белкин и А. К. Бачурин (1990 г.), Г. М. Гигашвили (1979 г.), М. Ю. Зубков с коллегами (1991 г.), А. Е. Лукин и О. М. Гарипов (1994 г.), Е. А. Предтеченская с соавторами (2009 г.), Т. А. Федорова и Р. А. Бочко (1991 г.), В. В. Шапенко и Ю. В. Щепеткин (1978 г.), А. Д. Коробов с коллегами (2004, 2008 г.), В. Н. Труфанов с соавторами (2011 г.) и др. Однако исследователями не проводилась систематизация нефтегазоносных продуктов гидротермального изменения, позволявшая выделить метасоматические фации и формации, объяснить условия их формирования и приуроченность к конкретным структурам тектонической активизации. Рассмотрению этой проблемы применительно не только к породам осадочного чехла, но и переходного комплекса посвящена данная статья.

Гидротермально-метасоматические формации в породах переходного комплекса и чехла

Установлено, что характер эпигенетических изменений пород переходного комплекса



и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты контролируется разрывными нарушениями и определяется всплесками гидротермальной деятельности, которая сопровождала периоды тектонической перестройки региона. При тектонической активизации эпицентры гидротермальных процессов были сосредоточены в погребенных рифтах и изолированных впадинах, порожденных раннемезозойским

континентальным рифтогенезом. Именно в толщах изверженных пород T_{1-3} , выполняющих наложенные на палеозойский фундамент структуры, зарождались и циркулировали горячие растворы, значительная часть которых проникла в осадочный чехол по разломам. Различия тектонических позиций рифтов и генетически с ними связанных изолированных (локальных) впадин (рисунок) определили специфику за-

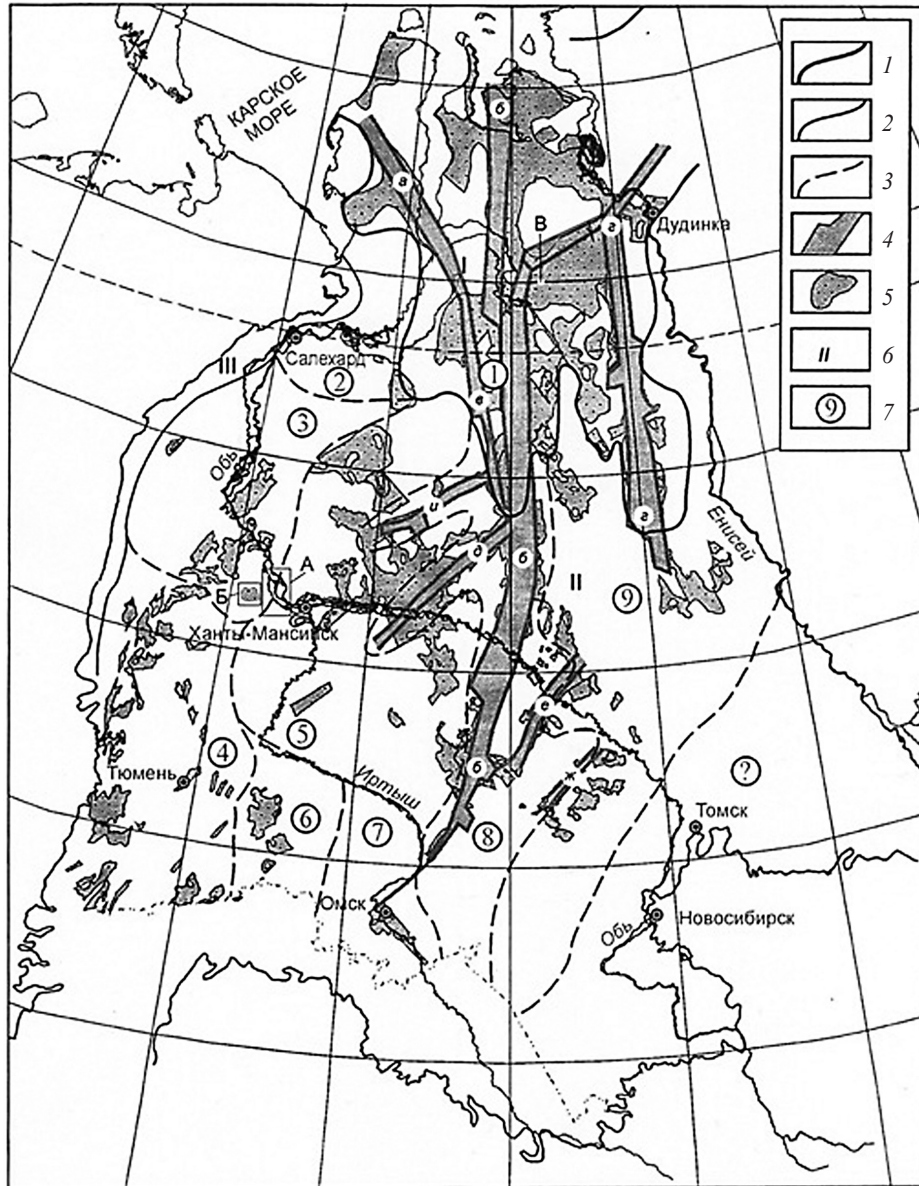


Схема фациального районирования триасовых отложений Западно-Сибирской плиты [3] с дополнениями и уточнениями авторов данной статьи: границы: 1 – Западно-Сибирской плиты; 2 – фациальных областей; 3 – фациальных зон; 4 – рифты: а – Ямальский; б – Колтогорско-Уренгойский; в – Худуттейский; г – Худосейский; д – Аганский; е – Усть-Тымский; ж – Чузикский; и – Пякипурский; 5 – изолированные (локальные) впадины и вулканические плато; 6 – фациальные области: I – Ямало-Тазовская; II – Обь-Иртышская; III – Приуральская; 7 – фациальные зоны: 1 – Уренгойская; 2 – Ярудейская; 3 – Шеркалинская; 4 – Тюменско-Тобольская; 5 – Мансийская; 6 – Вагай-Ишимская; 7 – Омская; 8 – Тарско-Муромцевская; 9 – Хохряковская; районы работ: А – Красноленинский; Б – Шаимский; В – Северо-Хальмерпаютинская площадь (Большехетская впадина)



полняющего их изверженного материала и постмагматических явлений, в данных структурах протекавших. Это касается гидротермальных процессов как доюрской (доплитной) стадии, так и тех, что сопровождали тектоническую активизацию уже сформировавшейся молодой платформы. В течение мезозоя активизация Западно-Сибирской плиты возобновлялась неоднократно. В частности, она имела место в средней юре (180–160 млн лет), раннем мелу (неокоме – 145–120 млн лет) и позднем мелу – раннем палеогене (100–60 млн лет).

В районе Красноленинского свода (см. рисунок), где расположено Талинское месторождение, в изолированных впадинах триасовые риолиты рогожниковской свиты и перекрывающие пласты ЮК₁₀₋₁₁ шеркалинской пачки (верхний лейас) испытали интенсивное кислотное выщелачивание с возникновением вторичных кварцитов. Пропилиты нами обнаружены в доюрском комплексе и нижнемеловых отложениях на территории развития ископаемых континентальных рифтов (Тюменская сверхглубокая скв. СГ-6, Северо-Хальмерпаютинское, Пяяхинское месторождения и др.). Опишем процесс формирования каждой из вышеупомянутых формаций.

Формация вторичных кварцитов

Нефтенасыщенные пласты ЮК₁₀₋₁₁ Талинского месторождения залегают в основании осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Они представлены главным образом мелко-, средне- и крупнозернистыми песчаниками с прослоями гравелитов. Специальные исследования показали, что породы шеркалинской пачки становятся высококачественными коллекторами в результате глубокого гидротермального преобразования. Максимально переработанные терригенные (обычно разномасштабные и грубообломочные) породы представляют собой диккит-каолинит-кварцевые метасоматиты со сложнопостроенным пустотным пространством и широким развитием крупных пор и каверн.

Наши наблюдения и анализ литературных данных свидетельствуют, что по условиям формирования в рамках аутигенной диккит-каолинит-кварцевой ассоциации можно выделить две основные фации вторичных кварцитов: кварц– (диккит-каолинитовую) и (диккит-каолинит)-кварцевую. В первом случае растворение сочеталось с преобладающей каолинитизацией (образованием минералов группы каолинита), во втором – с доминирующим окварцеванием.

Кроме того, растворение в условиях повышенных температур сопровождалось альбитизацией плагиоклазов, но явление это достаточно локальное. Для более объективного представления о характере формирования высококачественных коллекторов рассмотрим подробнее процесс альбитизации и фации вторичных кварцитов.

Растворение и альбитизация

Процесс сосредоточен во внешних и внутренних частях обломочных зерен более основного плагиоклаза. Новообразованный альбит внутренних частей имеет разнообразные по форме полости растворения размером от тысячных долей миллиметра до 0,1 мм в поперечнике. В пустотах кроме аутигенных каолинита и диккита развиваются кварц, хлорит и карбонаты. Суть процесса сводится к тому, что освобождающиеся при выщелачивании Na^+ в условиях повышенных температур постепенно замещает Ca^{+2} обломочного плагиоклаза. Выделение альбита происходит без видимого привноса натрия, т. е. натрия для новообразованного альбита заимствуется из исходного плагиоклаза. Кальций при этом частично поступает в раствор, о чем свидетельствует дырчатый характер псевдоморфоз альбита по плагиоклазу. Таким образом, альбитизация является отражением деанортизации плагиоклазов, что чрезвычайно характерно для гидротермального минералообразования.

Кальций, поступающий при этом в раствор, может входить в состав новообразованного кальцита или других карбонатов, которые осаждаются в пористом аутигенном альбите или метасоматически замещают терригенные минералы.

Явления, идентичные описанным, обнаружены А. В. Копелиовичем (1962 г.) в песчаниках Приднестровья и объясняются агрессивностью нагретых поровых растворов под давлением. При этом подчеркивается, что альбитизация плагиоклазов может протекать при невысоких температурах. Однако это противоречит физико-химическим условиям гидротермальной альбитизации.

Иногда в шлифах устанавливается сопряженность каолинитизации (развитие минералов группы каолинита) и альбитизации плагиоклазов. Но чаще обнаруживается замещение новообразованного альбита, как и всех неустойчивых минералов терригенных пород, более поздними каолинитом и диккитом.

Кварц–(диккит-каолинитовая) фация

Гидротермалиты рассматриваемой фации сосредоточены в породах шеркалинской пачки в зонах оперяющей трещиноватости крупных разломов, секущих фундамент и осадочный чехол. Их развитие контролировалось проницаемостью исходных пород и удаленностью от разрывных нарушений. Процесс формирования продуктивных вторичных коллекторов протекал в два этапа. На первом (раннем) осуществлялось растворение и метасоматическое замещение неустойчивых минералов терригенной ассоциации каолинитом и диккитом. На втором (завершающем) этапе происходило отложение этих минералов из гидротермальных растворов.

Литолого-петрографические работы, проведенные М. Ю. Зубковым и соавторами, А. Е. Лу-



киным и О. М. Гариповым, свидетельствуют, что в слабопроницаемых алевролитах наблюдается начальная и последующие стадии замещения триклинным каолинитом и диккитом обломков изверженных пород, полевых шпатов, слюд, гидрослюд, хлорита, смешанослойных образований. В более проницаемых мелко- и среднезернистых песчаниках, где процесс гидротермальной глинизации нарастал, перечисленные терригенные минералы и обломки пород встречаются в виде реликтов. Здесь отмечаются сложные взаимоотношения терригенного структурно несовершенного моноклинного каолинита с новообразованными диккитом и триклинным каолинитом. Наблюдения в электронном и сканирующем микроскопах, подтвержденные рентгеноструктурными исследованиями, свидетельствуют, что в одних случаях происходит трансформация моноклинного каолинита в диккит, а в других – его преобразование (перекристаллизация) в триклинный каолинит. Что касается терригенного кварца (доминирующего компонента пород), то он в незначительной степени подвержен процессам растворения и регенерации.

В самых проницаемых крупнозернистых песчаниках и гравелитах из приразломных зон новообразованный триклинный каолинит достаточно стремительно уступает место диккиту. В силу этого глинистые минералы цемента здесь целиком представлены диккитом. В качестве незначительной примеси фиксируются фрагменты реликтовых терригенных слюд, хлорита и смешанослойных минералов.

На участках интенсивного выщелачивания (зоны разломов) в возникших крупных порах и кавернах продолжает доминировать диккит. Причем в одних случаях развиваются диккит и триклинный каолинит в виде белых тонкодисперсных агрегатов совместно с микрокристаллическим адуляром, в других – исключительно диккит. Последний образует на стенках каверн очень плотные тонкочешуйчатые скопления, которые с трудом диспергируются и отделяются от породы даже на ультразвуковом дезинтеграторе. Важно подчеркнуть необычность сонахождения диккита, каолинита и адуляра, поскольку эти минералы формируются в диаметрально противоположных физико-химических обстановках гидротермального процесса: диккит и каолинит в кислых, а адуляр в щелочных. Другой характерной особенностью этого процесса является высокая дисперсность всех без исключения новообразованных минералов.

На границе с зоной интенсивного выщелачивания и окварцевания ((диккит-каолинит) – кварцевая фация) диккит начинал активно растворяться и часто полностью исчезал. Разрушение минерала установлено с помощью поляризационного и сканирующего микроскопов.

Процесс, пришедший на смену активному растворению, характеризуется формированием

диккит-каолинитового порового цемента и в меньшей степени возникновением регенерационной огранки у кластогенных кварцевых зерен. Для преобразованных пород характерно невысокое (1–2%) абсолютное содержание каолинита и диккита. Причем количественное соотношение этих минералов в эпигенетическом цементе становится приблизительно одинаковым. На это обстоятельство необходимо обратить особое внимание, ибо в период активного выщелачивания доминирующим минералом слоистых силикатов был высокодисперсный диккит.

Важно подчеркнуть, что в межзерновом пространстве гидротермально измененных пород развиты крупнокристаллические (30–40 мк) идиоморфные разности каолинита и диккита, попадающие при отмучивании в алевритовую фракцию. Причем совершенной морфологии в таких случаях соответствует и совершенная кристаллическая структура минералов. В частности, каолинит обладает триклинной ячейкой и строгим периодом «с». Характерно, что в направлении увеличения зернистости пород (смена мелкозернистого на средне- и крупнозернистый песчаник с прослоями гравелита) растет и степень упорядоченности решетки каолинита. Из неглинистых единственным минералом пород является кварц. Наряду с его сохранившимися обломочными зернами, здесь присутствуют и преобразованные разности с регенерационной каймой обрастания. Описанные породы имеют хорошие фильтрационно – ёмкостные свойства (ФЭС) и представляют собой нефтенасыщенные вторичные коллекторы шеркалинской пачки.

(Диккит-каолинит) – кварцевая фация

Гидротермалиты рассматриваемой фации приурочены к крупным разрывным нарушениям и локализованы в изначально наиболее проницаемых разностях пород – крупнозернистых песчаниках и гравелитах шеркалинской пачки. Формирование продуктивных вторичных коллекторов происходило в два этапа. На первом (раннем) осуществлялось полное разрушение (кислотное выщелачивание) неустойчивых компонентов терригенной ассоциации с некоторым накоплением минералов кремнезема. На втором (завершающем) этапе имело место гидротермальное окварцевание пород.

Детальное литолого-петрографическое изучение пород показало, что на раннем этапе доминирующим процессом является растворение минерального матрикса и карбонатного цемента пород по системам микро- и макротрещин, по которым циркулировали горячие водные растворы. Выщелачиванию подверглись карбонаты, полевые шпаты, слюды, хлориты, минералы группы каолинита, смешанослойные минералы, амфиболы и обломки эффузивов. Причем этот процесс сопровождался практически полным



выносом продуктов разложения за пределы зоны, чему способствовал режим интенсивного пульсирующего стресса. Сказанное привело к появлению большого количества вторичных пустот, укрупнению макро- и микротрещин.

Размеры пустот колеблются от долей миллиметра до 4–6 мм. Они, как правило, соединены между собой системой трещин раскрытостью от 0,08 до 1,4–3,0 мм, в различной степени залеченных натечными формами кремнезема (опалом) и диккитом. Однако нередко пустоты выщелачивания лишены каких бы то ни было гидротермальных новообразований. Кроме того, в основной массе пород присутствует аутигенный тонкодисперсный кварц, имеющий размеры зерен менее 0,01 мм и слагающий глинистую фракцию. Количество такого кварца составляет до половины общего содержания этой фракции в породе.

Процесс, сменивший активное растворение, характеризуется регенерацией кластогенного кварца и развитием микродруз этого минерала в пустотах выщелачивания. В значительно меньшей степени отмечается формирование диккитового (каолинит-диккитового) порового цемента.

Своим габитусом кристаллы кварца здесь обязаны многочисленным регенерационным каемкам, нарощенным на исходные разноокатанные и выщелоченные обломки этого минерала. Регенерационные каемки обычно прерывистые, шириной от 0,015 до 0,100–0,200 мм. Процесс их образования происходил в несколько этапов, что подтверждается различными по температуре генерациями регенерирующего кварца. На заключительных этапах регенерации отмечается захват битумов растущей кристаллической фазой. Поэтому поздний аутигенный кварц нередко содержит многочисленные включения пузырьков темноокрашенной жидкости – нефти.

За счет регенерационных каемок происходит значительное (в 2–3 раза) увеличение размеров исходных зерен кварца, достигающих при этом 0,8–0,9 мм. Укрупнение кристаллокластов приводит к формированию гранобластовой структуры. Более того, регенерационные каемки не просто залечивают изъяны и структуры растворения на поверхности кварцевых зерен, а восстанавливают их правильную огранку (габитус).

Окварцевание, проявившееся в порах и кавернах выщелачивания, выразилось в образовании микродруз прекрасно ограненных водяно-прозрачных кристаллов кварца, достигающих, в зависимости от величины пустот, размера 0,5–1,0 мм. Любопытно отметить, что регенерационный и вырастающий в кавернах микродрузовый кварц отличаются идиоморфизмом, а также имеют более совершенную по сравнению с обломочным кварцем кристаллическую структуру, что подтверждается рентгеноструктурными исследованиями.

Вышеописанные процессы сопряжены с резким возрастанием прежней и без того высокой проницаемости осадочных образований. В итоге вторичные коллекторы шеркалинского горизонта, соответствующие по минеральному составу формации вторичных кварцитов, приобрели проницаемость от первых сотен миллиардов до 4,5 Д при пористости от 16 до 23%. Это обусловило сверхпроводимость пород, которые рассматриваются Р. А. Абдуллиным (1991 г.) как вторичные суперколлекторы.

Установленная для осадочных пород связь наложенных процессов с ФЕС и продуктивностью может быть полностью распространена и на гидротемально измененные кислые эффузивы туринской серии изолированных впадин. Так, в Шаимском районе (см. рисунок) высокими коллекторскими свойствами отличаются зоны интенсивного сернокислотного выщелачивания риолитовых куполов, в которых выявлен новый для данной территории тип жильной ловушки УВ. Породы этих зон рассечены многочисленными прожилками, выполненными крупночешуйчатыми структурно совершенными триклинным каолинитом (10–94%) и диккитом (3–45%), а также перекристаллизованным крупнозернистым кварцем (10–30%). В небольшом количестве (10%) отмечаются карбонаты – сидерит, доломит и др. Заслуживающим внимания является то, что испещренные кварц-диккит-каолинитовыми прожилками риолиты либо пропитаны нефтью (скв. 10666, глуб. 1774,0–1796,0 м, Тальниковое месторождение), либо дают нефтепритоки: Тальниковое месторождение, скв. 10329, глуб. 1735,5–1741,0 м, дебит 66т/сут; Толумское месторождение, скв. 10515, глуб. 1709,0–1724,0 м, дебит 14т/сут; глуб. 1732,0–1745,0 м, дебит 4,3т/сут.

Таким образом, в изолированных (локальных) впадинах при тектоногидротермальной активизации породы доюрского комплекса и чехла вдоль секущих их разломов были одинаковым образом изменены (сформированы кислотно-выщелоченные породы формации вторичных кварцитов) и насыщены УВ под действием циркулировавших горячих растворов. Из этого следует, что присутствие крупнокристаллического перекристаллизованного (изверженные породы) и регенерационного (терригенные породы) кварца, а также триклинного структурно совершенного крупночешуйчатого каолинита (в меньшей степени диккита) является главным минералогическим показателем возможной нефтенасыщенности коллекторов переходного комплекса и чехла. Такие коллекторы могут быть сосредоточены в Шеркалинской, Тюмено-Тобольской и Вагай-Ишимской фациальных зонах (см. рисунок), где присутствует основная масса локальных впадин.



Формация пропилитов

Формация пропилитов, генетически взаимосвязанная с вторичными кварцитами [4], масштабна проявлена в пределах Большехетской впадины (вулканического плато), которая находится в непосредственной близости от окружающих ее с трех сторон погребенных континентальных рифтов: на западе и севере – Колтогорско-Уренгойского, а на востоке – Худосейского (см. рисунок). Там насыщенные газоконденсатом терригенные толщи известны на Пякяхинском месторождении (скв. 2020Р, глуб. 3185,30 – 3195,40 м, пласт БУ¹⁶) и на Северо-Хальмерпаутинской площади (скв. 2042, глуб. 3192,00 – 3201,00 м; скв. 2051, глуб. 3343,00 – 3638,93 м). Породы представлены главным образом песчаниками, алевропесчаниками и песчаными алевролитами валанжинского яруса (К₁). Специальные исследования показали, что эти породы становятся продуктивными коллекторами в результате интенсивного гидротермального изменения – низкотемпературной (200–290°C) пропилитизации. Среди последней, в соответствии с теоретическими представлениями Д. С. Коржинского (1953 г.), М. А. Ратеева с коллегами (1972 г.) и В. И. Гугушвили (1980 г.), авторы статьи различают цеолитовую и трансильванскую фации. Продукты среднетемпературной (290–380°C) пропилитизации выражены слабо, но отмечаются во всех исследованных образцах. Рассмотрим подробнее фации низкотемпературных пропилитов.

Фация цеолитовых пропилитов

Цеолитовые пропилиты наиболее широко развиты на глуб. 3189,40 – 3192,40 м; 3195,30 м в скв. 2020Р Пякяхинского месторождения и на глуб. 3343,0 – 3367,0 м в скв. 2051 Северо-Хальмерпаутинской площади. Процесс выражается в ломонтитизации различных ингредиентов песчаников и алевропесчаников и нередко накладывается на участки, испытавшие предварительную хлоритизацию, окварцевание, карбонатизацию, эпидотизацию, пиритизацию и лейкоксенизацию, т. е. среднетемпературную пропилитизацию.

Ломонтит – индикаторный минерал цеолитовых пропилитов – тесно ассоциирует с хлоритом и продуктами его более позднего изменения. Поэтому в базисе терригенных пород, как правило, присутствует, по данным рентгенофазовых исследований, хлорит-цеолитовый (хлорит + смешанослойный хлорит-монтмориллонит + ломонтит) микроагрегат. При этом практически невозможно отличить реликты предшествующей хлоритизации от той, которая сопутствовала цеолитовой пропилитизации. Ломонтит образует пойкилобласты – крупные пластинчатые призматические кристаллы с совершенной спайностью в одном, редко двух направлениях, в которые погружен обломочный материал. Пойкилобластическая

ломонтитизация – характерная черта зон интенсивной цеолитовой пропилитизации.

Обломки пород и минералов в различной степени изменены. Полевые шпаты ломонтитизированы, пелитизированы, эпидотизированы, серицитизированы, хлоритизированы, редко соссюритизированы. Биотит значительно преобразован, причем в несколько этапов. Сначала он был эпидотизирован, лейкоксенизирован, а в самую позднюю (низкотемпературную) стадию – гидрослюдизирован, вермикулитизирован, гидратирован, смектитизирован. Новообразованный пирит встречается в виде редких гнезд и рассеянных глобул. Он развит по биотиту, хлориту, обломкам эффузивных пород. Еще одной характерной особенностью цеолитовых пропилитов является проницаемость. Петрографические наблюдения свидетельствуют, что сообщающиеся между собой поры составляют в среднем 6–10% площади шлифа. Форма их неправильная, часто удлинённая. Размеры варьируют от 0,08 мм и 0,08 × 0,16 мм до 0,25 × 0,50 мм. Это подтверждает ранее сделанный вывод о том, что при низкотемпературной пропилитизации ломонтит является минералом – индикатором коллекторов. Своим появлением он заметно улучшает проницаемость пород.

Фация трансильванских пропилитов

В отличие от цеолитовых пропилитов трансильванские пропилиты распространены ограниченно и приурочены к слабопроницаемым породам: тонкообломочным алевролитам, алевроизвестнякам гидротермально-метасоматической природы, реже – песчаным алевролитам. Трансильванские пропилиты встречены на глуб. 3193,90 м в скв. 2020Р Пякяхинского месторождения и на глуб. 3499,0 – 3501,0; 3580,0 – 3581,0; 3536,0 м в скв. 2051 Северо-Хальмерпаутинской площади. Процесс проявился в кальцитизации различных ингредиентов терригенных пород.

Кальцит ассоциирует с хлоритом, гидрослюдой и продуктами их низкотемпературного преобразования. Наиболее активно пропилитизация протекала в цементирующей массе пород, где формировался различно окристаллизованный кальцит и возникали пойкилобласты этого минерала. Редко межзерновые зоны заполнены ломонтитом. Наблюдается это в том случае, если карбонатизация несколько ослабевает. На участках же активной кальцитизации ломонтит отсутствует.

В карбонатный цемент, часто представленный пойкилобластами кальцита, погружен обломочный материал. Обломки полевых шпатов и эффузивов, прежде в различной степени эпидотизированные, хлоритизированные, лейкоксенизированные, бывают значительно корродированы поздним карбонатом кальция или даже полностью замещены кальцитом. На участках шлифа, где процесс проявлен наиболее активно, видны обломки кварца, корродированные кальцитом. Еще



одной особенностью трансильванских пропицитов является слабая их проницаемость. В шлифе не обнаружены какие-либо поры или каверны. От этого песчаник выглядит достаточно прочным и массивным и может выполнять функцию экрана. Это соответствует заключению, что при низкотемпературной пропицитизации кальцит служит минералом – индикатором локальных флюидоупоров.

Важно отметить, что характер карбонатизации терригенных пород удивительно напоминает особенности их цеолитизации. Протекая одновременно, эти два процесса, вызывающие разуплотнение и переуплотнение пород, вместе с тем пространственно не пересекаются. К такому же выводу мы пришли, изучая современные гидротермальные процессы на Камчатке.

Выявленная для пород чехла связь вторичных процессов с фильтрационными характеристиками и продуктивностью в полной мере справедлива и для базальтов T_{1-2} Колтогорско-Уренгойского грабена. Так, самыми высокими коллекторскими свойствами обладают зоны интенсивной гидротермальной проработки (цеолитизации) рифтовых базальтов, вскрытых Тюменской сверхглубокой скв. СГ-6 в инт. 6822,0–68860 м. Пористость пород в этих частях разреза достигает 19%, а проницаемость – $11 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$. Пустотное пространство коллектора образовано как порами, так и кавернами и трещинами. Размер каверн может составлять 22 мм. В этом интервале сосредоточены максимально ломонтитизированные, в меньшей степени эпидотизированные, альбитизированные и хлоритизированные базальты. Низкие коллекторские свойства вулканитов обусловлены заполнением пустот гидротермальным кварцем и карбонатами [5].

По данным Т. В. Карасевой (Белоконь) с соавторами [6, 7] и Ю. А. Ехлакова с соавторами (2001 г.), из метасоматически измененных (ломонтитизированных и эпидотизированных) базальтов скв. СГ-6 в интервале 6622,0–6654,0 м получен приток низкоминерализованной воды с газом (метан до 98%). Пропицитизированные газоводонасыщенные базальты-коллекторы обладают пористостью до 15% и проницаемостью до $7 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$. В качестве флюидоупора в этом случае могут быть хлоритизированные и карбонатизированные базальты, залегающие на глубине 6579,0–6520,0 м, которые мы относим к трансильванским пропицитам. Второй случай, когда гидротермально измененные рифтовые базальты T_{1-2} выступают в роли коллекторов, описывают Л. В. Сиротенко и В. И. Горбачев [8] на примере Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скв. СГ-7, пробуренной на севере Западной Сибири. Там в результате испытаний в интервале 7124,0–7163,0 м было получено $48 \text{ м}^3/\text{сут}$ углеводородного газа с водой. Это свидетельствует о возможной локализации газа в пропицитизированных рифтовых базальтах.

Таким образом, в рифтах и примыкающих к ним территориях при тектоногидротермальной активизации породы доюрского комплекса и чехла вдоль секущих их разломов были одинаково изменены (образованы цеолитовые и трансильванские пропициты) и насыщены УВ под влиянием циркулирующих высоконагретых растворов. Поэтому присутствие ломонтита является главным минералогическим показателем возможной насыщенности вторичных коллекторов переходного комплекса и чехла газоконденсатом и (или) газом.

Закономерности локализации нефтегазоносных вторичных кварцитов и пропицитов

Проведенные исследования показали, что в районе Красноленинского свода, где расположено Талинское месторождение, под влиянием циркулировавших высоконагретых растворов в крупнозернистых песчаниках и гравелитах шеркалинской пачки произошла полная замена терригенной ассоциации минералов на гидротермальную. Она осуществлялась последовательно и носила зональный характер (в порядке нарастания кислотности): альбит + хлорит + карбонаты → альбит + каолинит + диксит + кварц → каолинит + диксит + кварц → диксит + кварц + опал → кварц ± опал. Причем переход от свежих полимиктовых песчаников и гравелитов до зон их максимальной гидротермальной переработки, по данным В. И. Белкина и А. К. Бачурина (1990 г.), колеблется в интервале от десятков сантиметров до первых метров.

В этом ряду свое четкое место занимает альбитизация плагиоклазов. Аутигенный альбит шеркалинской пачки, как правило, представляет собой пористый или пористый монокристалл, пустоты которого заполнены вторичными минералами. Среди них с учетом новообразованного минерала – хозяина, необходимо различать две ассоциации, типичные, с точки зрения Д. С. Коржинского (1953 г.) и Н. И. Наковника [4], для двух генетически взаимосвязанных гидротермально-метасоматических формаций: пропицитовой (альбит + хлорит + карбонаты) и вторичных кварцитов (каолинит + диксит + кварц). Следовательно, отмеченные минеральные ассоциации определяют пограничные условия двух процессов – пропицитизации и сернокислотного выщелачивания, которые существовали на Талинском месторождении в период тектоногидротермальной активизации. Это подтверждается тем, что альбитизация происходит под действием слабокислых (рН 6) растворов, имеющих температуру 290°C и выше. При этом процессы пропицитизации в породах шеркалинской пачки носят эмбриональный характер, а сернокислотное выщелачивание проявлено чрезвычайно широко. Такие обстановки минералообразования с температурой $150\text{--}200^\circ\text{C}$ были типичны для изолированных впадин с рию-



литовыми куполами и перекрывающих их пород чехла. Там формировались кислотно-выщелоченные коллекторы формации вторичных кварцитов и осуществлялся синтез преимущественно жидких УВ. В рифтах с базальтовым комплексом и надрифтовых желобах с терригенными породами под влиянием горячих растворов минералообразование протекало в более высокотемпературных (от 200–290 до 380°C) щелочных условиях. Там возникали пропиловитовые коллекторы и флюидопоры, а также газообразные нафтиды.

В этой связи напрашивается закономерный вопрос: чем обусловлены различия аутигенеза и фазовой зональности УВ в структурах активизации рифтогенных седиментационных бассейнов? Ответ на вторую часть вопроса заключается в том, что фазовая зональность генерируемых нафтидов Западной Сибири контролируется зональностью температурной, которая, в свою очередь, является отражением региональной метасоматической зональности. Последняя возникает в нефтегазоматеринских породах при тектоногидротермальной активизации: изолированные впадины и перекрывающие их породы чехла: нефть (гидротермальные аргиллизиты 60–170°C) → нефть+газоконденсат (гидротермальные аргиллизиты, вторичные кварциты 150–200°C); рифты и надрифтовые желоба: газоконденсат (пропилиты низкотемпературные 200–290°C) → газ (пропилиты среднетемпературные 290–380°C). Однако при этом надо постоянно помнить, что современная фазовая зональность УВ на месторождениях Западной Сибири часто не укладывается в изложенную схему. Связано это с очень высокой миграционной способностью нафтидов, чутко реагирующих на меняющийся режим температур и давлений во время тектонической перестройки, что сильно осложняет вертикальное и латеральное распределение жидких и газообразных УВ.

Чтобы ответить на первую часть вопроса необходимо вспомнить, что рН растворов на месторождениях углеводородного сырья контролируется, прежде всего, окислением органического вещества (ОВ) и в меньшей степени УВ. Поэтому различия кислотно-щелочных обстановок гидротермального минералогенеза в структурах активизации определялись при прочих равных условиях неодинаковым содержанием рассеянного ОВ в каждой из них.

В перекрывающих изолированные впадины породах чехла температуры в периоды тектонической перестройки, видимо, редко превышали 200°C. Можно предположить, что при этом не все ОВ трансформировалось в УВ. Часть его оставалась в породах и могла окисляться, понижая рН растворов. Кроме того, при созревании рассеянного ОВ и образовании УВ выделялся сероводород, который впоследствии при окислении давал серную кислоту, повышающую активность гидротерм. Микронфть (нефть) также могла окисляться и создавать низкие значения

рН нагретых вод. Все сказанное в совокупности порождало кислые агрессивные растворы. Они вызывали глубокое выщелачивание, особенно если процесс протекал в режиме интенсивного пульсирующего стресса, способствующего быстрому удалению продуктов реакции из пластовой системы, что наблюдалось на Талинском месторождении. Однако на фоне кислотного выщелачивания могли возникать кратковременные обстановки щелочного минералообразования (адуляризация), связанные с вскипанием гидротерм и потерей CO₂.

Иная картина складывалась в надрифтовых желобах, где температуры в периоды тектонической активизации были существенно выше (200–380°C). В таких случаях происходила глубокая и более полная трансформация органического вещества в УВ (природный газ, газоконденсат). Рассеянного ОВ, способного окисляться, оставалось слишком мало в материнских и вмещающих породах. Кроме того, в составе генерируемого при этом «нижнего высокотемпературного газа» [9] доминировал устойчивый к окислению метан. Он быстро заполнял коллектор, вытеснял воду и консервировал пластовую систему, т. е. прекращал развитие в ней регрессивного аутигенеза. Всё это препятствовало снижению рН нагретых растворов, и гидротермальное минералообразование происходило до прихода УВ в пласт в щелочной (до близонейтральной) обстановке.

Из этого следует, что в седиментационных бассейнах с погребенным континентальным рифтом при тектонической активизации появлялись различные по своим параметрам потоки глубинных тепловых флюидов, т. е. имел место разноинтенсивный конвективный теплоперенос. Взаимодействуя с породами осадочного чехла, флюиды, с одной стороны, определяли кислотность – щелочность растворов и формационную принадлежность гидротермальных коллекторов, а с другой – контролировали фазовую зональность образующихся УВ. Поэтому формирование вторичных коллекторов в таких случаях нельзя рассматривать в отрыве от процесса нефтегазогенерации.

На основании вышеизложенного можно говорить о существовании в Западной Сибири единой нефтегазогенерирующей и нефтегазоносной системы, объединяющей нетрадиционные коллекторы в породах переходного комплекса и вторичные коллекторы в породах осадочного чехла. Все это доказывает существование особого рифтогенно-осадочного формационного комплекса платформ, порожденного гидротермальным литогенезом, для которого характерно единство эпигенетических изменений пород переходного комплекса и чехла. Основные преобразования в нем проходили в среднеюрско-раннепалеогеновое время. Этот комплекс необходимо рассматривать с новых позиций как нефтегазоперспективный поисковый объект.



Библиографический список

1. Соколов Б. А., Гусева А. Н. О возможной быстрой современной генерации нефти и газа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геолог. 1993. № 3. С. 39–46.
2. Хаин В. Е., Соколов Б. А. Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы // Рифтогенез и нефтегазоносность. М., 1993. С. 5–16.
3. Липатова В. В., Казаков А. М. Проект стратиграфической схемы триасовых отложений Западно-Сибирской плиты (по решениям Межведомственного рабочего совещания в г. Ярославль, 2000 г.) // Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезазою Западно-Сибирской плиты). Новосибирск, 2001. С. 215–220.
4. Наконкин Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., 1968. 335 с.
5. Сиротенко Л. В., Горбачёв В. И. Факторы развития коллекторов в нижней части разреза Тюменской сверхглубокой скважины // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 4. С. 491–502.
6. Карасева Т. В., Горбачева В. И., Келлер М. Б., Пономарева В. А. Основные научные результаты исследования Тюменской сверхглубокой скважины // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Результаты бурения и исследования: сб. докл. Пермь, 1996. Вып. 4. С. 49–62.
7. Карасева Т. В. (Белоконь), Ехлаков Ю. А., Горбачев В. И. и др. Эффективность глубокого и сверхглубокого параметрического бурения для оценки ресурсов углеводородов ниже освоенных глубин // Приоритетные направления поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа. М., 2004. С. 164–169.
8. Сиротенко Л. В., Горбачёв В. И. Коллекторский потенциал и трещиноватость вулканогенно-осадочных образований на глубинах до 8250 метров в Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скважине СГ-7 // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: материалы 5-го Всерос. литологич. совещ.: в 2 т. Екатеринбург, 2008. Т. 2. С. 268–270.
9. Кравченко К. Н., Иванова О. В., Бурлин Ю. К., Соколов Б. А. Нафтидное районирование арктических акваторий России и Аляски в связи с размещением и поиском уникальных месторождений нефти и газа // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 11. С. 2–10.

УДК 563.45 (116.3)

ПЕРИФРОНТАЛЬНЫЕ ФОРМЫ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ МОДУЛЬНЫХ ГЕКСАКТИНЕЛЛИД (PORIFERA)

Е. М. Первушов

Саратовский государственный университет
E-mail: pervushovem@mail.ru

В морфогенезе позднемиловых скелетных губок – гексактинеллид предполагается проявление тенденций, способствовавших выделению среди унитарных представителей группы форм модульной организации разного уровня. Формирование простейших «модульных» форм, определяемых как перифронтальные, связывается с незавершенным почкованием и обособлением единичных поперечных каналов, апо- или прозохет.

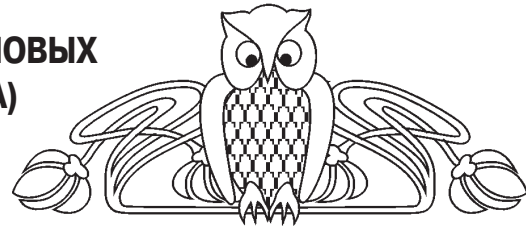
Ключевые слова: губки, гексактинеллиды, модульная организация, перифронтальные формы, почкование.

Perifrontal Forms of the Late Cretaceous Modular Hexactinellids (Porifera)

Е. М. Pervushov

Certain tendencies are supposed to show up in morphogenesis of the Late Cretaceous skeletal sponges, hexactinellids; those tendencies make it possible to distinguish some forms of diverse-level modular organization among the unitary representatives of the group. Generation of primitive «modular» forms, defined as the perifrontal ones, is associated with incomplete gemmation and isolation of solitary cross canals, apo- or prosocbetes.

Key words: sponges, hexactinellids, modular organization, perifrontal forms, gemmation.



При изучении относительно просто устроенных позднемиловых губок – гексактинеллид, представителей семейства *Ventriculitidae* [1, 2], установлены формы, в строении скелета которых выделены обособленные элементы, неизвестные среди ветрикулитид. Большинство представителей этого семейства париформного строения – очертания парагастральной полости – прямо соотносятся с коническим, цилиндрическим или тарелковидным в целом строением скелета [2]. Существенное морфологическое разнообразие париформных губок обусловлено сочетанием наличия (отсутствия) и степени выраженности в строении скелета системы ризоид, стержня и отворота, изгиба стенки (рисунок, фиг. А, Г). Скелетные новообразования у этих губок с учетом первичной и рецентной сохранности достоверно определяются, чего нельзя сказать об их функциональном предназначении.

Привлекшие внимание выросты морфологически описываются как широкие и невысокие конусовидные выросты с округлыми отверстиями на вершине. Выросты располагаются на парага-