



А. Г. Тарасов

НЕФТЕГАЗООБРАЗУЮЩИЕ
ЭВАПОРИТОВЫЕ
ЭКОСИСТЕМЫ

Москва 2001

Приложение к информационно-аналитическому дайджесту
«Вестник Каспия»

Автор выражает глубокую благодарность **ОАО «Калмнефть»** за финансовую поддержку публикации настоящей книги.

The author expresses deep appreciation to the Joint Stock Company **Kalmneft** for financial support of the publication of this book.

RUSSIAN NATIONAL COMMITTEE FOR UNEP

ANATOLY G. TARASOV

**HYPERSALINE ECOSYSTEMS: OIL-
AND GAS-SOURCES**

MOSCOW 2001

**РОССИЙСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ КОМИТЕТ
СОДЕЙСТВИЯ ПРОГРАММЕ ООН ПО ОКРУЖАЮЩЕЙ
СРЕДЕ**

А.Г. ТАРАСОВ

**НЕФТЕГАЗООБРАЗУЮЩИЕ
ЭВАПОРИТОВЫЕ
ЭКОСИСТЕМЫ**

МОСКВА 2001

© Тарасов А.Г. Нефтегазообразующие эвапоритовые экосистемы. М. Эдель-М, 2001.

Работа посвящена решению вопроса о современных аналогах нефтеобразующих палеобассейнов. Приведены общие сведения о биоразнообразии современных гипергалинных водоемов. Предпринята попытка отождествления акритарх нефтей и нефтематеринских пород с рецентными галофитами. Установлены особенности продуцирования органических веществ. Рассмотрены основные закономерности литогенеза в аридных зонах и диагенез органических веществ. Показано, что в процессах нефтегазообразования бактериальные процессы и экзотермическая деструкция концентрированных органических веществ имеют столь же важное значение, что и глубинный тепловой поток. На основании синхронности накопления эвапоритовых осадков и появления пресноводных видов приводятся зоогеографические признаки районов нефтеобразования. Указывается на перспективную нефтегазоносность шельфа Аргентины, юга и севера Бразилии, залива Карпентария (Австралия), Японского, Кораллового и Тасманова морей.

Книга предназначена для специалистов в области нефтяной геологии, геохимиков, палеонтологов, биологов, зоогеографов.

Таблиц - 11, иллюстраций - 46, библиография – 214 источников.

© Tarasov A.G. Hypersaline Ecosystems: Oil- and Gas-Sources. Edel-M Publ., Moscow. 2001.

This book is devoted to one of the key issues of the natural science - oil formation the pivotal problem of which is modern analogues of the oil-bearing paleopools. Described is general information about biodiversity of modern hyperhalinic water bodies characterized by various salinity. An attempt is made to identify Acritarchi of oils and oil-parent rocks with recent halophyte organisms. Specific features of producing organic matter, lipids and pigments are revealed. Differences of a biochemical composition of lipids of organisms from continental hyperhalinic water bodies, lagoons and sea lakes that can affect their transformation in diagenesis and catagenesis are demonstrated. Considered are basic regularities of lithogenesis in arid zones and diagenesis of organic substances. It is shown that, at autofermentation of lipids in bacterial and plant cells lipids are subject to polymerization and shales are formed, while at bacterial destruction in sedimentation genesis and in early diagenesis - oil and gas are formed. In the course of oil and gas formation the bacterial processes and exothermal destruction of concentrated organic substances are as important as an in-depth thermal flow. This book also shows that evaporite ecosystems beginning from the Archean are the major sources of organic substances of "marine" shales, oil and gas accumulations. On the basis of a synchronous nature of evaporite sediments and appearance of fresh-water species there are described zoogeographical features of oil-formation regions. Perspective oil and gas availability in the shelf area in Argentine, in the south and north of Brazil, in the Gulf of Carpentaria (Australia), in Japanese, Coral and Tasman Seas is described. The work makes a conclusion on a possibility of using the data on ore and salinity geology in explorations for oil, gas and shales. The book is intended for specialists in oil geology, geochemistry, paleontology, biology and zoogeography. 11 tables, 46 illustrations, 214 bibliographical sources.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Благодарности	9
Список сокращений и основных терминов	10
Предисловие	12
Часть I ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ БАЛАХАНСКОГО ОЗЕРА	16
Пресноводная фауна ПТ	16
Балансовые данные	17
Геохимические данные	17
Палеоэкологические данные	18
Актуалистические данные	18
ПРОДУЦИРОВАНИЕ НЕФТЕОБРАЗУЮЩИХ ЭКОСИСТЕМ	19
Биоразнообразие солеродных бассейнов	19
Роль микроэлементов	23
Температурный фактор	24
Продукция органических веществ	24
Биохимия липидов галофитных организмов	26
Продукцирование липидов	27
Продукцирование пигментов	28
МАРКЕРЫ ЭВАПОРИТОВОГО НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ	29
Биомаркеры	29
Ископаемые формы нефтеобразующих палеоэкосистем	31
ЗООГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ	36
 Часть II ЗАКОНОМЕРНОСТИ АРИДНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ	 47
Газовый режим	47
Стадии хемогенного осадконакопления	47
Изотопия углерода и кислорода	51
Накопление микроэлементов	53
Биогенное осадконакопление	53
Накопление органических веществ	54
Ритмичность осадконакопления	56
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЭВАПОРИТОВЫХ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ	57
Сланцы в донных отложениях эвапоритовых палеобассейнов	57
Особенности ранних стадий аридного осадконакопления	60
МИКРОБИОЛОГИЧЕСКОЕ И БИОХИМИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ	67
ТЕРМОБАРИЧЕСКОЕ И ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ	76
Катагенез телоальгинитов	76
Термодеструкция преобразованных органических веществ	77
Оценка нефтегазоносности	86
СОВРЕМЕННЫЕ ВОДОЕМЫ-АНАЛОГИ	89
Заключение	90
Литература	96

CONTENTS

	Page
Acknowledgments	9
The list of abbreviation and basic terms	10
Introduction	12
Part I. PALEOHYDROLOGY OF THE BALAKHANIAN LAKE	16
Freshwater fossil fauna of the Productivity Source Rock	16
Water balance data	17
Geochemical data	17
Paleoecological data	18
Ecological data	18
PRODUCTIVITY OIL AND GAS SOURCE ECOSYSTEM	19
Biodiversity evaporates basins	19
Role of microelements	23
The temperature factor	24
Production of organic matters	24
Halofilous organisms lipoids biochemistry	26
Lipoids production	27
Pigments production	28
MARKERS OIL GENESIS IN HYPERSALINE BASINS	29
Biomarkers	29
The mineral forms oil sources paleoecosystem	31
ZOOGEOGRAPHICAL MARKERS OIL AND GAS BASINS	36
Part II. ARIDITY SEDIMENTATION	47
Dissolved oxygen	47
Sedimentation stages	47
Carbon and oxygen izotopy	51
Accumulation of microelements	53
Bioorganic sedimentation	53
Accumulation organic matter	54
Sedimentation cycles	56
OIL SHALE AND OIL IN DEPOSITES HYPERHALINE PALEOBASINS	57
Organic carbon in source rocks evaporates paleobasins	57
Early stages of aridity sedimentation oil and black shale	60
ORGANIC MATTERS MICROBIOLOGICAL AND BIOCHEMICAL TRANSFORMATION	67
ORGANIC MATTERS THERMO-PRESSURE AND GEOCHEMICAL TRANSFORMATION	76
Shale perspectives	76
Thermo-destruction organic matters after microbiological and biochemical transformation	77
Quantative evaluation of the scale of oil and gas formation in deposits hypersaline and Ocean genesis	86
RECENT RESERVOIRS – ANALOGS	89
Conclusion	90
References	96

Благодарности

Подготовка и написание этой книги потребовали анализа и обобщения фактических данных, полученных в разных областях знаний. Это стало возможным благодаря любезно предоставленным материалам и многочисленным консультациям многих специалистов по различным аспектам проблем, затронутой в ней. За это, а также обсуждение, критику и моральную поддержку я благодарю

Галину Александровну Аксенову (Институт геологии и разработки горючих ископаемых (ИГиРГИ)), **Ольгу Константиновну Баженову** (Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ)), **Лидию Ивановну Боголюбову** (Геологический институт РАН (ГИН)), **Татьяну Владимировну Бухаркину** (Российский химико-технологический университет им. Д.И. Менделеева), **Нину Андреевну Волкову** (ГИН), **Гурама Николаевича Гордадзе** (ИГиРГИ), **Владимира Михайловича Горленко** (Институт микробиологии РАН), **Сергея Владимировича Делия** (ЛУКойл), **Валерия Федоровича Иванова** (ИГиРГИ), **Игоря Сергеевича Зонна** (Инженерный научно-производственный центр «Союзводпроект»), **Марину Сергеевну Зонн** (ИГиРГИ), **Любовь Борисовну Ильину** (Палеонтологический институт РАН (ПИН)), **Елену Михайловну Майер** (МГУ), **Владимира Павловича Мангазеева** (ЮКОС), **Рахметуллу Насиновича Насирова** (Атыраузский Институт нефти), **Ярослава Игоревича Старобогатова** (Зоологический институт РАН), **Нину Талызину** (Uppsala University), **Юрия Георгиевича Чельцова** (ПИН), **Ивана Сергеевича Чумакова** (МГУ), а также компанию «АНАВА» (Израиль).

Искренняя благодарность **Владимиру Санжиевичу Болдыреву**, президенту ОАО «Калмнефть» за финансовую поддержку публикации настоящей книги.

Список сокращений и основных терминов

Аридный – развивающийся при превалировании процессов испарения над выпадением атмосферных осадков.

Балаханский тип – внутриконтинентальные эвапоритовые бассейны (см.).

Биогенные элементы – в данной работе соли азотной и фосфорной кислот.

ВНЖК – высоконенасыщенные жирные кислоты, *син.* полиненасыщенные карбоновые кислоты.

Галофиты – организмы, способные существовать в водах с соленостью более 0.2 г/л и размножаться от ~6 до ~130-330 г/л. Генетически связаны с морскими организмами (см.).

Гипергалинные воды – воды с соленостью (см.) более 53 г/л.

Гумидный – развивающийся при испарении меньшем, чем сумма атмосферных осадков.

Диагенез – постседиментационные биологические, биохимические и физико-химические преобразования ОВ в осадках, протекающие при температурах ниже $90 \pm 10^\circ\text{C}$.

ДО – донные отложения.

Катагенез – преимущественно физико-химические преобразования осадков, протекающие при температурах выше $100 \pm 10^\circ\text{C}$.

Ма – миллион лет (назад).

Мессинский тип – эвапоритовые бассейны (см.), имевшие связь с Мировым океаном.

Морские воды – воды с соленостью (см.) от 21(25) до ~(47)53‰. (Основная масса морских (океанических) вод имеет соленость ~35‰. В Мировом океане максимальная соленость достигает 37.5‰. В Средиземном море – до 39‰, в Красном – до 46.5‰).

Морские организмы – живут и размножаются в морях Мирового океана при солености более 21(25)‰, подавляющее большинство видов – при $\sim 35 \pm 3$ ‰. Голоэвригалинные морские организмы сохраняют жизнеспособность при 0.2-90(130) г/л и могут рассматриваться в качестве галофитов (см.).

НГБ – нефтегазоносные бассейны.

Нефтеобразующие организмы – галофиты (см.), продуцирующие исходное органическое вещество нефти, природного газа и «морских» сланцев.

НУВ – нефтяные углеводороды.

ОВ – органические вещества.

Пелоид (mineral mud) – илоподобные отложения гипергалинных озер (нередко идентифицируются как глины), *син.* лечебные грязи.

Пресные воды – воды с минерализацией (соленостью, см.) менее 2 г/л.

ПТ – продуктивная толща (N_{2pr}), отложения поздне-миоценового бессточного Балаханского палеоозера, существовавшего на месте современного Южного Каспия ~5.3-3.5 Ма.

Соленость воды – количество растворенных минеральных веществ (солей), выраженное в граммах на килограмм воды. Обозначения: ‰ маркируют воды с составом солей, свойственных Мировому океану; г/л – соленость вод с некеаническим составом солей, в т.ч. метаморфизированных морских вод. В зависимости от концентрации солей можно выделить четыре основных типа вод: пресные, солоноватые, морские, гипергалинные (см.).

Солоноватые воды – воды с соленостью от 25(21) до 2‰ или 25(21) до 2 г/л.

C_{org} – органический углерод (при пересчете ОВ в C_{org} . принят $k=2$).

ТГИ – твердые горючие ископаемые: *сланцы* – сапропелитовые ТГИ, *угли* – гумолитовые.

УВ – углеводороды. **УВГ** – углеводородные газы.

ХБА – хлороформенный битумоид.

Эвапоритовые (солеродные) бассейны – (палео)водоемы с аридным типом седиментогенеза, литогенеза (галоногенеза). Выделены два типа бассейнов: мессинские и балаханские (см.).

Эвапориты – все типы осадков и пород (в т.ч. аргиллиты, карбонаты и доломиты), образовавшиеся в водоемах с соленостью >53 г/л.

*Посвящается светлой памяти Ивана Сергеевича Чумакова,
первооткрывателя Мессинского эвапоритового кризиса*

Предисловие

Изучение изотопного отношения C^{13}/C^{12} в нефтях, организмах и эндогенном углероде показало, что если нефть и образуется неорганическим путем, то этот вклад ничтожно мал [Галимов, 1972]. За последние четверть века были найдены новые доказательства биогенного происхождения нефти [Гусева, 1996]. Однако сторонники неорганической гипотезы [Бескровный, 1985; Севостьянов, 1999 и др.] обращают внимание на неудобные, а посему самые интересные факты. Ключевым является вопрос о современных аналогах нефтепроизводящих отложений.

«Общепринято», что подавляющее большинство нефтематеринских свит формировалось в морских условиях. Однако в Мировом океане лишь осадки окраинных областей на стадии раннего диагенеза вмещают ОВ в количествах ($C_{орг}$ до ~5%), сравнимых с их содержанием в меднистых сланцах ($C_{орг}=2-10\%$) [Страхов, 1962; Троцюк, 1982]. Содержание липидов, являющихся основным биологическим источником нефтей [Сильвермен, 1972], в морских осадках составляет ~6% ОВ [Волков, 1984]. По биопродуктивности и нефтегазоносности осадочных толщ Океан подобен континентальной пустыне [Троцюк, 1982; Эрхард, Сежен, 1984], где серо-бурые почвы и солончаки содержат $C_{орг}=0.5-1.0\%$.

Приуроченность нефтегазовых месторождений к районам соленакопления¹ – аксиома нефтяной геологии. Недра Персидского НГБ, который, по меньшей мере, с раннего карбона по неоген находился в аридной зоне [Страхов, 1962], вмещают не только пласты ангидритов и галита [Высоцкий, Кучерук, 1973], но и свыше 50% мировых запасов нефти. Доломиты часто сопутствуют не только месторождениям нефти и газа, но и фосфоритов, урана, меди, свинца, цинка, ванадия и других металлов. Ангидриты и галиты нередко являются флюидоупорами [Справочник ..., 1983]. Объясняя генезис соляных пород с позиций гипотезы глубинного происхождения нефти, геологи-нефтяники Н.А. Кудрявцев и В.Б. Порфирьев объявили эвапоритовую теорию галогенеза несостоятельной, что заставило геологов-солевикув всесторонне обосновать свои взгляды [Фивег, 1983].

Примечание: ¹ здесь и далее под солеродными (эвапоритовыми) бассейнами я понимаю (палео)водоемы с аридным типом седиментогенеза, литогенеза (см. [Страхов, 1962]), а под эвапоритами – все типы осадков и пород (в т.ч. аргиллиты, карбонаты и доломиты), образовавшиеся в водоемах с соленостью >53 г/л.

Между тем еще Николай Иванович Андрусов [1895] предложил гипотезу о биогенном генезисе нефти в солеродных бассейнах, аналог которых он видел в каспийском заливе Кара-Богаз-Гол. За редкими исключениями эвапоритовые формации имеют морской генезис, и все без исключения сформировались в аридных зонах [Страхов, 1962]. Т.о. эвапоритовая (гипергалинная) гипотеза генезиса нефти не только уточняет доминирующие взгляды, но и позволяет с единой позиции объяснить приуроченность нефти и газа континентальным отложениям продуктивной толщи (ПТ) Южного Каспия и сланцев эоценовой формации Green River (Колорадо, США). Образно рождение нефти, газа и «морских» сланцев можно изобразить так: место действия, декорации и сценарий представляет Океан, финансы – континентальные воды, а главные роли играют непримечательные артисты из крошечных ныне солеродных лагун. Галофиты – самые древние из известных организмов Земли. Эвапоритовые экосистемы существуют и развиваются как минимум 3500-3400 Ма. С тех пор эвапоритовые моря периодически занимали континенты и шельфовые зоны Океанов [Hypersaline..., 1985].

Таблица 1. Количество ОВ в организмах Мирового океана (по [Богоров, 1974])

Группы организмов	Жиры, %	Биомасса, 10 ⁹ т			Продукция, 10 ⁹ т/год			
		Жиры	Белки	Угле-воды	Жиры	Белки	Угле-воды	Зола
Фитопланктон	1	0.15	0.09	0.06	5.5	33.0	22.0	49.5
Зоопланктон	3	0.645	2.78	0.645	1.59	6.36	1.59	1.06
Зообентос	1	0.10	1.0	0.03	0.03	0.30	0.09	0.69
Нектон	4	0.04	0.19	0.01	0.008	0.038	0.002	0.006
Фитобентос	0.1	0.0002	0.006	0.024	0.0002	0.006	0.024	0.01
Сумма	-	0.8	4.066	0.769	7.128	39.70	23.71	51.27
ОВ	-	5.635			70.538			-

В эвапоритовые седиментационные бассейны даже при испарении в них 2-10% объема Мирового океана [Фивег, 1983] могли поступить скромные количества ОВ (табл. 1, 2). Поступление $\sim 3.2 \times 10^6$ т/год взвешенных веществ в ~ 250 км³ волжских вод с $\sim 1.36 \times 10^6$ км² ($\sim 4.1\%$ бессточных областей Мира) заметно севернее гидрофронта, т.е. на площади $\sim 50 \times 10^3$ км² [Хрусталева, 1978]. Здесь может накапливаться до 71.7×10^3 т ОВ/год, в т.ч. 4.70×10^3 т липидов/год. Поступление континентальных аллохтонных ОВ в речных водах существенно выше, чем морских (см. табл. 2), но меньше объема биогенных элементов. Так, сток ~ 40 км³ речных вод в Азовское море обеспечивает $\sim 75.3 \times 10^6$ N и $\sim 17.1 \times 10^6$ P т/1000 лет [Цурикова, Шульгина, 1964]. Это сравнимо с их притоком $\sim 72-360 \times 10^6$ N и $\sim 20-100 \times 10^6$ P т в 2-10% объема Мирового

океана (по [Богоров, 1974]), за миллионы лет существования эвапоритового бассейна.

Таблица 2. Поступление липидов в гипотетический седиментационный бассейн

Тип экосистемы	S, 10 ³ км ²	Поступление, 10 ⁶ т	Захоронение, 10 ⁶ т/км ²	Накопление, 10 ⁶ т/км ² /Ма
Океаническая, max*	150	165.2/всего	0.33x10 ⁻³ ***	0.33x10 ⁻⁹
Континентальная, max**	50	4.7x10 ⁻³ /год	0.94x10 ⁻⁷ /год	0.94x10 ⁻¹
Эвапоритовая, min	1.2	2.5/год	0.67x10 ⁻³ /год	0.67x10 ⁻³

Примечания * по стоку 2% воды шельфовых зон Мирового океана (S=7.6%; B=82.6%, по [Богоров, 1974]); ** по стоку в 250 км³/год; *** - 30% от поступления.

Приток питательных веществ с водосборной площади лишь предопределяет чудовищно высокую продуктивность гипергалинных экосистем. При высокой солености в них развиваются небольшое число видов продуцентов – планктонных и донных цианобактерий и растений, достигающих стадии «цветения» [Воронихин, 1953; Сафьянов, 1987]. Пищевая сеть состоит из нескольких видов животных (консументов) и исключительно небольшого числа бактериальных форм (редуцентов). Это наряду с высокими скоростями накопления осадков определяет самую высокую эффективность трансформации липидов в углеводороды (УВ) нефти (НУВ). Такой простоты трофической системы Океан не сможет достичь даже при одновременном вымирании в нем 90% исходного числа видов, что наглядно иллюстрируется Азовским и Балтийскими морями.

Геологическая роль галофитов настолько велика, что это видно невооруженным глазом. Рапа Кара-Богаз-Гола ~260 г/л буквально «кишит» бактериями и малиновыми планктонными водорослями *Dunaliella salina* Teodoresco, 1905 (Volvocales) [Пельш, 1936]. В Сиваше при 175-190 г/л артемии *Artemia salina* (Linnaeus, 1758) (Crustacea) «настолько сильно населяли водную толщу, что придавали ей вид розовой каши» [Алякринская, 1976: 1466]. Капролиты артемий Большого Соленого озера при 264 г/л «местами настолько переполняют осадок, что становятся ... пороодообразующими» [Страхов, 1962: 192] и слагают многометровые барханы [Salinity ..., 1966]. Гемоглобин артемий (0.2-0.9% биомассы) способен окрасить гипс в красно-коричневый цвет, а каротиноиды *D. salina* (~0.3%) и микрококка *Serracia salinaria* придают галиту пурпурный или красный цвета и малиновый запах [Воронихин, 1953].

Сравнивая продуктивные максимальные свойства морских экосистем, средние пресноводных с заниженными гипергалинных, я использовал многократно верифицированные данные. Особое внимание уделил биосинтезу липидов и их диагенезу.

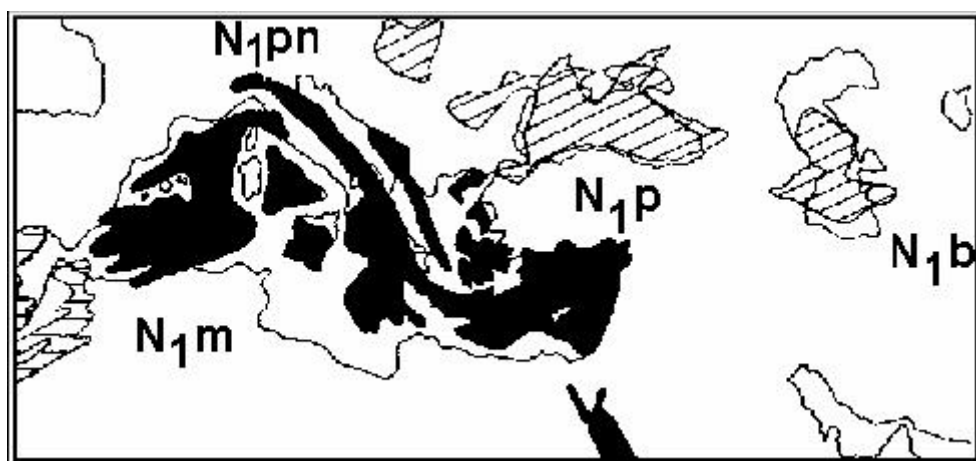
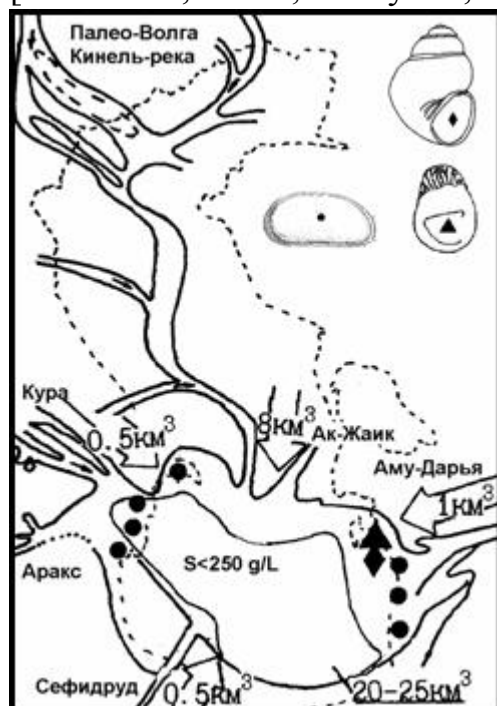


Рис. 1. Палеогеография Паратетис в конце миоцена (по [Rogl, Steininger, 1983]): Мессинские эвапоритовые бассейны (N_{1m}^2), Паннонское (N_{1pn}), Понтическое (N_{1p}) и Бабаджанское (N_{1b}^2) палеозера

Выбор модельных палеоводоемов был ограничен неогеном Паратетис. На рубеже миоцена и плиоцена здесь высохли моря сначала в Средиземноморской ($\sim 2.5 \times 10^6$ км²), а затем в Южно-Каспийской ($\sim 150 \times 10^3$ км²) впадинах (рис. 1, 2). Мессинский бассейн ($N_{1m} \sim 7.1$ Ма) существовал ~ 1.8 Ма при циклической связи с Атлантикой, а бессточное Балаханское палеозеро ($N_{2pr} \sim 5.3$ Ма) – ~ 2.1 Ма [Чумаков, 2000]. К ПТ Южного Каспия приурочены сингенетичные месторождения нефти и газа [Исмаилов, 1972; Сапунов, 1974], а к мессинской – также сланцев.



Мессинский эвапоритовый кризис (N_{1m}^2), продолжавшийся ~ 0.48 Ма, давно стал прописной истиной [Hsu, 1972], тогда как озеро ПТ, согласно разным мнениям, считается или пресным (< 2 г/л) [Jones, Simmons, 1996], или ультрагалинным (300 г/л) [Старобогатов, 1994].

Рис. 2. Балаханское (N_{2pr}) палеозеро (по [Сиднев, 1985; Ермаков и др., 1996] с дополнениями) показаны находки • *Cyprideis littoralis/torosa*, Δ ?*Caspiohydropia* и $\diamond$ *Theodoxus*, объем стока в относительных единицах

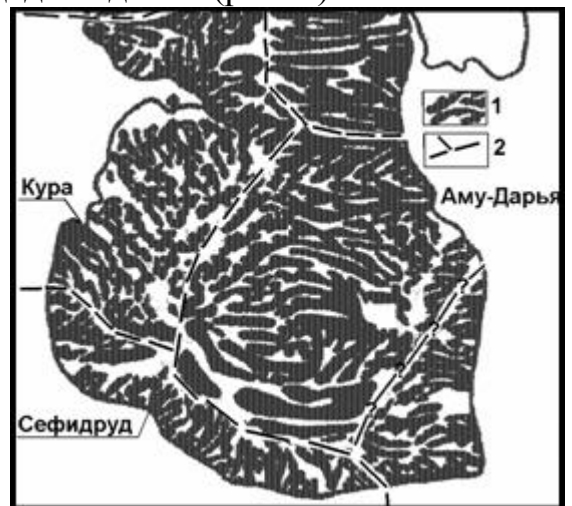
Фауна Каспийского моря глубоко своеобразна и важна для геолога. Э. Зюсс называл подобные бассейны прошлых геологических эпох «каспиями» и обращал на них особенное внимание геологов. Сверх того, может быть, фауна Каспия хранит в себе историю происхождения пресноводных животных.

В.В. Богачев

ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ БАЛАХАНСКОГО ОЗЕРА

Палеогидрографические схемы озера ПТ отличаются детализировкой речной сети и морфометрией [Сиднев, 1985; Jones, Simmons, 1996]. Его осадочная толща сложена терригенными материалами [Батурин, 1937], а палеodelьты фиксируются на всей площади водоема (рис. 3).

Рис. 3. Плиоцен-плейстоценовые дельты Южного Каспия (по [Воропаев, 1998]): 1 – выпуклые структурообразующие формы дельт; 2 – границы дельтовых систем



Пресноводная фауна ПТ. В прибрежных отложениях ПТ отмечены раковины *Bivalvia* (*Unio*) и водных *Gastropoda* (*Anisus*, *Lymnaea*, *Melanoides*, *Planorbarius* и *Radix*) [Неоеновая..., 1986]. Раковины наземных *Succinea* и *Helix* [Али-Заде, 1960], как и доминирование пресноводных *Gastropoda* над *Bivalvia*, – яркий признак аллохтонных танатокомплексов. Интенсивный перенос пустых раковин и живых *Gastropoda* течениями отмечен на расстояние не менее 300 км. Ледовый транспорт раковин и фрагментов *Bivalvia* менее выражен [Tarasov, Kazantseva, 1994; Тарасов, 1997]. В «озерных» фациях ПТ пресноводные моллюски отсутствуют [Батурин, 1937], тогда как лимнофауна, например, Паннонского озера (см. рис. 1), существовавшего в Центральном Паратетис немногим ранее (до ~5 Ма), характеризуется не только богатой малакофауной, но и эндемичными формами [Papp, 1985]. Была разнообразна и кинельская потамофауна Волги, впадавшей в озеро ПТ. Т.о. аргумент Я.И. Старобогатова [1970] о том, что Балаханское озеро не было пресным, обоснован, поскольку за ~2 Ма его существования не сформировалась эндемичная малакофауна. Более того, кинельская (волжская) малакофауна сокольского и чистопольского горизонтов

пополнилась дрейссенами (*Dreissena* gr. *polymorpha* Pallas, 1771, *Bivalvia*) [Горецкий, 1964: табл. 17]. Расстояние ~3000 км от устья и комплекс пресноводных моллюсков делают невероятным ни переотложение раковин дрейссен, ни их случайный занос во время нагонов. Дрейссены в комплексе с пресноводными *Corbicula*, *Anisus* (*Gyraulus*) и *Valvata* отмечены в ташакырских континентальных отложениях [Животовская, 1969], низах челекенской свиты Зап. Туркмении [Богачев, 1961] и синхронных осадках Зап. Казахстана [Мадерни, 1967]. *Theodoxus* aff. *subthermalis* Issel, 1865 (Gastropoda) зафиксирован в отложениях Куры [Богачев, 1936]. Эти данные не только опровергают тезис о «бесследном исчезновении» понтической фауны (N_{1p}) в балахане [Мордухай-Болтовской, 1960], но и свидетельствуют о вселении в реки части организмов из осолонявшегося палеозера. В Паратетис такие события происходили и ранее. Так, пресноводные *Psilunio* фиксируются с континентальных аналогов архашенских и варненских слоев Караганского региона (N_{1k}; ~15 Ma) [Неогеновая..., 1986], в которых известны ангидриты. Представители рода *Unio* известны с юры (J) [Бондаренко, Михайлова, 1984], а их отсутствие в ПТ достаточный признак осолонения водоема. *Один из индикационных признаков осолоненных палеоводоемов – отсутствие в их отложениях пресноводных Bivalvia.*

Балансовые данные. Тезис о превращении в пресное озеро ПТ высохшего «сильно осолонившегося» Бабаджанского водоема (N_{1b}^2) (см. рис. 1) [Агаларова, 1958] противоречит данным о взаимосвязи уровней и солености бессточных озер Мира (см. [Вильямс, 1995]). Даже атмосферные осадки засоляют бессточную область за 3-4 тыс. лет [Дзенс-Литовский, 1951], тогда как переуглубленное на 0.5-1.2 км кинельское русло Волги ~2 Ma дренировало альб-сеноманские рассолы [Антипов и др., 1996; Ермаков и др., 1996]. *Балансовым признаком осолонения палеоводоема является сокращение его площади. Нефтематеринские толщи фанерозоя и позднего протерозоя формировались главным образом на регрессивных стадиях* [Баженова и др., 1996].

Геохимические данные. По наличию гипсов и отсутствию галита [Батурин, 1937; Султанов, 1956; Али-Заде, 1960; Ефремова, 1971] палеогалинность окраин водоема ПТ можно определить [Архангельская, Григорьев, 1960:68] от 130 до 250 г/л. Нефть ПТ, по любезному сообщению Г.Н. Гордадзе, содержит гаммацераи – биомаркер морских и лагунных вод с повышенной соленостью. Известно [Страхов, 1962], что накопление нескольких микроэлементов (чаще всего Br, B, J) в галогенных формациях континентального типа определяется петрографическим составом водосборов. Водоем ПТ не является исключением, а его

осадочная толща характеризуется повышенным содержанием J и Br, которые добываются в промышленных масштабах.

Палеоэкологические данные. Раковины Foraminifera *Ammonia beccarii* auct. (= *A. caspica* Stschedrina, 1969) и *Nonnion* sp. (= *N. brodzkajae* Mayer, 1969), захоронены in situ [Агаларова, 1958]. По любезному сообщению Е.М. Майер, они живут при солености 2~60 г/л. Причем, из балаханской палеофауны только фораминиферы не имеют видов-двойников в пресных водах. В серии «перерыва» ПТ отмечаются створки *Cyprideis torosa /littoralis* auct. (Ostracoda) [Jones, Simmons, 1996]. Они живут при солености до 80-100 г/л, но не в пресных водах [Hypersaline..., 1985]. Анализ микроскульптуры раковин *C. torosa* auct. из ПТ показал, что они существовали при солености не ниже 100 г/л [Аладин, Плотников, 2000]. В ПТ Зап. Туркмении (данные Ю.Г. Чельцова) отмечены гидробио- и неритиноподобные раковины Gastropoda (см. рис. 2). В биотопах *Caspiohydrobia ulvae* (Shadin, 1952) Горькой речки (Баскунчак) отмечаются кристаллы гипса (~130 г/л) [Бенинг, Медведева, 1926]. В эксперименте аральские *Caspiohydrobia* жили от 2 до 55 г/л, а *Theodoxus pallasii* Lindholm, 1924 при 4-35 г/л [Филиппов, 1995]. *Th. pallasii* живет в Каспии и соленых озерах Узоя при 6~50 г/л [Бенинг, 1937б; 1939; Старостин, 1948, 1969]. Акчагыльским (N₂ak) *Th. pallasii* и *Th. danatensis* Ali-Zade, 1967 свойственна окраска рецентных *Th. p. pallasii* и *Th. pallasii aralensis* Sidoroff, 1929. Т.о. балаханские реликты сохраняют эвригалинность от 3.4 до 6.5(11?) Ма. В рапе >130 г/л не встречаются самые эвригалинные моллюски, остракоды и фораминиферы [Майер, Бовина, 1983; Ivanova et al., 1994], что соответствует микропалеонтологическим данным по ПТ [Jones, Simmons, 1996].

Актуалистические данные. На опресненных до 50 г/л участках озера ПТ обитал эндемик Каспия и Арала бокоплав *Turcogammarus aralensis* (Uljanin, 1875). Близкие ему формы известны из сармата (N₁sr) [Державин, 1927; 1941]. В Понтическом море (N₁p) жили предки каспийских голоэвригалинных рыб: иглы (*Sungnathus caspius* Eichwald), атерины (*Atherina caspia* Eichwald) и бычка-бубыря (*Knipowitschia longicauda* (Kessler)) [Световидов, 1937; Богачев, 1958; Данильченко, 1980]. Дивергенцию атерин Каспия и Черного моря за ~5.5-6.0 Ма отражают отличия в строении черепа, экологии питания и гельминтофауне, а бычков также кариологические признаки [Никитина, 1983; Васильева, 1994; Васильева, Васильев, 1994]. До ~50 г/л в заливах Каспия встречались некоторые виды Oligochaeta, Rotatoria, Cladocera, а личинки Diptera жили при ~120 г/л [Бенинг, 1937а; Кузморская, 1940].

ПРОДУЦИРОВАНИЕ НЕФТЕОБРАЗУЮЩИХ ЭКОСИСТЕМ

Пресноводные экосистемы существуют при минерализации до ~2 г/л. Голоэвригалинные морские организмы сохраняют жизнеспособность при 0.2-90(130) г/л, но подавляющее большинство видов – при $\sim 35 \pm 3\%$. Галофиты размножаются от ~6 до ~330 г/л и отличаются высокой эврибионтностью. В соленых колодцах Каракумов глубиной 14 м в слое воды всего 0.5 м отмечены *фотосинтезирующие* цианобактерии (*Oscillatoria*), водоросли *Trachelomonas* (Euglenophyta), *Ceratium* aff. *hirundinella* (Dinophyceae) и диатомеи [Воронихин, 1953]. В инцистированном виде отдельные виды способны переживать неблагоприятные условия тысячи лет и переноситься ветром.

Биоразнообразие солеродных бассейнов зависит от минерализации рапы (табл. 3-4). Если Мертвом море (Малая Азия) при 275-330 г/л отмечено развитие бактерий и 1-2 видов водорослей Volvocales, то в Большом Соленом озере (США) в рапе 246 г/л – >27 видов бактерий, растений и беспозвоночных [Salinity ..., 1966].

В толще эвапоритов Кара-Богаз-Гола отмечено бактериальное восстановление сульфатов [Волков, 1984], что может косвенно свидетельствовать о существовании прокариотных ценозов на стадии садки калийных солей. Зеленые (Chlorobacteria), пурпурные (Chromatiaceae) и фотосинтезирующие цианобактерии (Cyanobacteria), вероятно, самые распространенные организмы минерализованных вод. Один и тот же вид может развиваться на субстратах и поверхности воды, а также в ее толще, образуя колонии различной формы [Воронихин, 1953].

На стадии осаждения галита развиваются преимущественно донные цианобактерии и планктонные водоросли Volvocales. Крупные *Dunaliella viridis* Teodoresco, 1906 живут в рапе до 330 г/л, а *D. salina* и мелкие *Asteromonas gracilis* Artari «цветут» до ~305 г/л. При 260-270 г/л было отмечено также вегетирование зеленых, пурпурных и фотосинтезирующих цианобактерий (например, *Aphanothece salina*). Над кристаллами самосадочной соли развивается *Microcoleus chthonoplastes* [Пельш, 1936; Воронихин, 1953]. В донных отложениях (ДО) при 285 г/л были отмечены экзувии насекомых, ракообразных, коловраток и малощетинковых червей [Страхов, 1962]. Из животных наиболее массовыми видами являются простейшие и насекомые – личинки двукрылых (Diptera) и жесткокрылых (Coleoptera) (см. табл. 4). Для дыхания насекомым необходим атмосферный кислород, а для размножения – субстраты, поэтому их роль в биотурбации отложений заметна только в литоральной зоне [Бенинг, Медведева, 1926; Hypersaline ..., 1985].

Таблица 3. Биоразнообразие фотосинтезирующих микроорганизмов различных зон солености оз. Gavish Sabkha (Синайский полуостров) [Hypersaline ..., 1985]

Таксоны	Код	Зоны осадконакопления и солености			
		D	G-A	H	S-K
		~50-130	130-250	250-330	>330
CYANOBACTERIA		19/33	14/17	2-3/2-3	?
Order: Chroococcales	M10	8/14	7/8	1/1	?
Order: Pleurocapsales	M8	2/2	2/2	0	0
Order: Nostocales	M10	9/17	5/7	1-2/1-2	?
BACILLARIOPHYTA		8/28	3-4/10	--	--
Order: Pennales		8/28	3-4/10	--	--
<i>Achnanthes, Plewosigma</i>	M5	+(++)	--	--	--
<i>Diploneis, Rhopalodia</i>	M5	++	--	--	--
<i>Mastogloia</i>	M5	+++		--	--
<i>Cocconeis</i>	M6?	+(++)	?	--	--
<i>Amphora, Navicula, Nitzschia</i>	M8	+++	+++	--	--
CHLOROPHYTA		4/4+	1/1+	1/1?	0
Order: Volvocales	M10	1?	1?	+	--
Order: Ulvales	M4	1	?	0	0
Order: Siphonocladales	M4	2	?	0	0
Всего		31/65+	18-19/27+	3-4/3-4?	?

Примечания: D – доломита; G-A – гипсово-ангидритовая; H – галита; S-K – сильвинитово-карналитовая; код солеустойчивости: M4 – до 60 ± 5 ; M5 – 80 ± 10 ; M6 – 130 ± 5 ; M7 – 160 ± 10 ; M8 – 200 ± 5 ; M9 – 250; M10 – 330 г/л; обилие + -- редкий (rare); ++ -- обычный (common); +++ -- многочисленный (abundant); 1-31 – число родов/1-65 – число видов.

При гипсообразовании (130-250 г/л) увеличивается разнообразие донных (*Chlorogloea sarcinoides*, *Spirulina* и др.) и планктонных (*Aphanocapsa*) цианобактерий, а также появляются донные зеленые (*Cladophora*, *Lochmiopsis sibirica* и др.) и диатомовые (Bacillariophyta) водоросли (*Surirella* aff. *ovalis*, *Navicula* sp. и *Nitzschia* sp.) [Воронихин, 1953; Масюк, 1973]. Загипсованным глинистым илам Арала свойственно максимальное обилие (до 4.9×10^6 створок/г) диатомей в четвертичном разрезе. Среди них доминировали (80%) эвригалинные планктонные *Cyclotella caspia*, *Actinocyclus ehrenbergii*, *Mastogloia pusilla*, *Cocconeis disculus* и *Coc. Platentula*. Однако основное разнообразие (6-29 форм) приходилось на пресноводные и олигогалинные виды [Жаковщикова, 1981]. В осадках приморского озера Gavish Sabkha, наряду с галофитами (см. табл. 3), присутствуют аллохтонные останки 11 видов пресноводных диатомей (*Cyclotella*, *Cymbella*, *Fragilaria*, *Aulacosira*, *Stephanodiscus*, *Synedra*) [Hypersaline ..., 1985].

Таблица 4. Биоразнообразие животных различных зон солености оз. Gavish Sabkha и Solar Lake (Синайский полуостров) [Hypersaline ..., 1985]

Таксоны	Код	Зоны осадконакопления и солености			
		D	G-A	H	S-K
		~50-130	130-250	250-330	>330
PROTOZOA, Ciliata	?	+	?	?	?
ANNELIDA		2?/?	?		
Oligochaeta, Enchytraeidae	M4/5	+	?	--	--
Polychaeta, Capitellidae	?	+	--	--	--
NEMATHELMINTHES		4/4?	0	0	0
Nematoda	M6	3/3?	0	0	0
Rotatoria	M6	1/1?	0	0	0
PLATHELMINTHES					
Turbellaria	M6	1/1?	0	0	0
MOLLUSCA, Gastropoda		1/1?	0	0	0
? <i>Cerithium</i> sp.	M6	+++	--	--	--
CRUSTACEA		6/6?	1/1?	?	?
Ostracoda	M6	2?/2?	0	0	0
<i>Cyprideis torosa</i>	M5(6)	+++(+)	--	--	--
Paracyprideinae sp.	M6	+++	--	--	
Copepoda	M6	2/2	0	0	0
Anostraca	M8?	1/1?	1/1?	?	?
<i>Artemia</i> sp.	M8?	+	+++		
Isopoda	M5	1/1?	0	0	0
INSECTA		15/17?	6/6?	4/4?	?
Coleoptera	M10	9/10?	3/3?	2/2?	?
Diptera	M10	6/7?	3/3?	2/2?	?
Bcero		>28/>28	>7/>7	>4/>4	?

Примечания: условные обозначения см. табл. 3.

Среди животных при садке гипса в массе развиваются инфузории *Fabrea salina* (Ciliata) и артемии [Бенинг, 1937а,б; Гусев, 1990]. Артемии встречаются при 9~330 г/л, но их массовое развитие прекращается от 230 до ~260 г/л (между 1.1337 и 1.2002). При низкой солености рост биомассы артемий ограничивают консументы высших порядков [Пельш, 1936; Ивлева, 1969; Богатова, 1980]. В Балаханском и Мессинских бассейнах такие организмы жили до 50-60 г/л, а в Мексиканских и Карибских – до 75 г/л (*Mnemiopsis leidyi* (Agassiz, 1865), *Stenophora*). При солености >60-75 г/л роль вторичных консументов принадлежит исключительно имаго и личинкам хищных жесткокрылых. Насекомые являются основными потребителями диатомовых и цианобактериальных сообществ. Артемии в основном питаются зелеными планктонными водорослями, однако могут

потреблять и планктонных цианобактерий, имеющих газовые вакуоли [Hypersaline ..., 1985; Гусев, 1990].

За редкими исключениями (Phaeophyta и ?Spongia), к солености до 55-70 ‰ (г/л) приспособились организмы, составляющие основу биопродуцирующих систем как морей, так и пресных вод, что связано с видообразующей ролью эвапоритообразования [Тарасов, 1998]. В Мировом океане, вероятно, существуют тысячи видов, способных жить на начальных стадиях доломитообразования, но в каждом эвапоритовом бассейне могли доминировать немногие и самое главное – различные формы. В нижнекембрийских доломитовых отложениях Сибирской платформы вдоль Восточных Саян и Прибайкалье отмечены останки трилобитов рода *Bulajaspis*. В ряде формаций (кунгурской - P₁k, казанской - P₂k и др.) в базальной части доломитовых пачек фиксируются обедненные скелетные формы [Страхов, 1962], а некоторые Ostracoda и Gastropoda Атлантики и Индийского океана способны развиваться при 110-130 г/л. Тем не менее, соленость (53-70‰) начала хемогенной садки доломитов (CaCO₃+MgCO₃) может быть принята за геохимический барьер, маркирующий прекращение массового развития морской эвригалинной фауны (и флоры?), равно как и начала продуцирования галофитных экосистем.

Подавляющее большинство галофитов и голоэвригалинных видов имеют видов-двойников и в Мировом океане, и в пресных водах. Приспособление к широчайшему диапазону факторов определяет низкий ранг их эндемизма (обычно вид, редко род или семейство) и низкую изменчивость. Например, цианобактерии, зафиксированные в эвапоритовых формациях позднего рифея (венде), имеют все признаки рецентных галофитных видов [Hypersaline ..., 1985]. Все это делает оценку палеогалинности чрезвычайно сложной, многофакторной задачей. Высокая плотность рапы может обеспечивать нахождение во взвешенном состоянии и посмертный перенос покровов планктонных морских и пресноводных организмов, а консервация солями – талломов водорослей и трупов животных, подобно тому, как это отмечено в Кара-Богаз-Голе [Андрусов, 1895]. Нельзя исключать и ошибок при идентификации ископаемых форм. Так, И.Н. Дроздова [1985] описывает «радиолярий», которые по размерам, форме и строению соответствуют цистам Artemiidae (см. ниже). Поэтому *осолонение палеобассейнов может быть идентифицировано только по отсутствию донных стеногалинных морских таксонов, в первую очередь Bivalvia, чрезвычайно бедному составу фоссильных форм или по их полному отсутствию*. Именно такие характеристики присущи всем нефтематеринским породам и большинству сланцев.

Физиологическая эволюция организмов от стеногалинных форм (М-М0) к эвригалинным (М1-М3) и голоэвригалинным (М4-М5) проходила в разное время. В Вост. Паратетис известен гипсоносный (нефтеносный) Картвельский бассейн (ср. миоцен, ~14.5 Ma). Его макрофауна представлена *Pholas (Barnea) gr. ustjurtensis* и *Ervillia gr. pusilla* (Bivalvia) [Неогиеновая..., 1986], тогда как в рецентной черноморской малакофауне известны не менее 9 видов Bivalvia с близкой эвригалинностью (табл. 5), а также голоэвригалинные Hydrobiidae. Нельзя исключать, что их физиологическая эволюция началась в средне-миоценовых Варненском (нефть, газ) и Баденском (сланцы) эвапоритовых бассейнах, продолжилась в сармате, а голоэвригалинные виды эволюционировали в мессине.

Таблица 5. Некоторые (голо)эвригалинные лузитанские виды и их генезис

Эвригалинные виды			Вероятный предок		Появление рода
N ₁ m	<i>Ostrea taurica</i>	M4	M1?	<i>O. edulis</i>	Мел
N ₁ m	<i>Mytilus galloprovincialis</i>	M4	M3	<i>M. gr. edulis</i>	Поздняя юра
N ₁ m	<i>Mytilaster lineatus</i>	M4	M1	? <i>M. minimus</i>	Ранний миоцен
N ₁ m	<i>Cerastoderma isthmicum</i>	M4	M1	<i>C. gr. glaucum</i>	Поздний олигоцен
N ₁ m	<i>C. rhomboides</i>	M4	M1	<i>C. gr. glaucum</i>	
N ₁ m	<i>Abra segmentum</i>	M5	M2	<i>A. gr. alba</i>	
?N ₁ m	<i>Lentidium mediterraneum</i>	M4	<M0	?	
~N ₁ s	? <i>Ervillia cornea</i>	M3	M3?	<i>E. gr. pusilla</i>	Мел
~N ₁ s	<i>Pholas (Barnea) candida</i>	M3	M3?	<i>P.(B.) gr. ustjurtensis</i>	

Примечания: Мх – код эвригалинности; М – ~35±3‰; М0 – 24(21)-40; М1 – ~18±1-43±3; М2 – ~15-48±3; М3 – 12±1-53±3; М4 – ~ 8(5)-60±5; М5 – ~ 2(0.2)-80±10 (по Kinne [1971] с изменениями и дополнениями).

Роль микроэлементов. Галобиионы особенно интенсивно развиваются до садки калийно-магниевого солей, т.е. при избытке Mg. Он необходим для синтеза хлорофилла водорослями и хитина артемиями [Масюк, 1973; Алякринская, 1976]. Другие ракообразные формируют внешние покровы на основе Са, но по содержанию V, Mn, Zn и иных микроэлементов уступают только моллюскам, концентрирующим их в кальците раковин [Кизеветтер, 1973]. Донные водоросли *Cladophora* и цианобактерии Сиваша, кроме Mg, накапливали эвапоритовую триаду металлов – Zn>Pb>Cu [Радиогеохимия ... , 1977], а растительное ОВ характеризовалось высоким (до 40%) содержанием минеральных веществ. Из микроэлементов доминировали: К – 0.29, Sr – 0.1, Ti и Mn – 0.05-0.1, V, Zr, Cr, Co и Be – 0.001-0.005% от веса золы [Понизовский, 1965].

Температурный фактор. *D. salina* выживают при +80...–32°C. *A. gracilis* и *D. salina* «цветут» при +1-35°C [Юрина, 1966; Масюк, 1973].

Артемии интенсивно продуцируют при +10-37°C, питаются до +5°C, а при 15-10°C снижают пищевую активность [Ивлева, 1969; Хмелева, 1988]. Температура выше 40°C блокировала развитие животных в оз. Solar Lake, где в летнее время они существовали под термоклином (>35°C) [Hypersaline ..., 1985]. Т.о. биопродуцирование в озере ПТ и в Мессинских эвапоритовых бассейнах могло продолжаться не менее 8 месяцев, а в условиях субтропиков – круглогодично.

Продукция органических веществ. Соотношение автохтонных (эвапоритовых) и аллохтонных (морских) ОВ в эвапоритовом бассейне можно продемонстрировать на примере Восточного Сиваша, где доминируют *D. salina* и *A. salina* [Алякринская, 1976, Горячева, 1977], а в прибрежной части развиваются цианобактерии. Площадь водного зеркала ~1200 км², глубина до 3.2-4.0, средняя 2-2.5 м, соленость от 40 г/л в районе пролива Тонкий до ~170 г/л в кутовой части, температура воздуха в июле – 22-24 (воды +30-35), в январе – 0+6°C. В залив поступает 1.4 км³/год (max 3.1) азовской воды со среднемноголетней биомассой планктона 2.0 г/м³ (max 3.5 г/м³) или до 10.8 т ОВ/год, а продуцируется 13x10⁶ т ОВ/год. Только донная *Cladophora* за весенне-летний период производит 2x10⁶ т ОВ [Сафтьянов, 1987: 55, 70]. Т.о. эвапоритовая биосистема на карбонатно-доломитовой стадии и первых этапах садки гипсов продуцирует минимум ~10.8x10³, в т.ч. планктогенных ОВ ~9.2x10³ т/км²/год. Причем, отток ~0.3 км³/год может вынести из залива существенно больше ОВ, чем в него поступает. Максимальная продукция планктона (P_{pl}) пресных озер – 0.6x10³, а Мирового океана – 1.2x10³ т ОВ/км²/год (Бенгельское течение (апвеллинг), юго-восточная Атлантика, глубина ~2.5-4.0 км) [Эрхард, Сежен, 1984].

Продукция артемий составляет ~50 г/м²/сут [Ивлева, 1969] или 12.1-18.2x10³ т/км²/год. Из ванн глубиной 0.10-0.12 м собирали 35~81 г/м²/сут водорослей *D. salina* и *A. gracilis* (7-16.2 г сухого ОВ), что выше хлореллы (2.7-10.6) [Воскресенский, Юрина, 1965; Юрина, 1966]. В рапе Сиваша плотностью 1.182-1.250 биомасса *D. salina* составляла 4.04-63.9 г/м³ (ср. 31.23; n=14) [Горячева, 1977], а заниженное значение [Юрина, 1966; Масюк, 1973] P_{pl}=90 г/м³/сут (C=3.0). Отсюда, P_{pl}=110x10³ т/км²/год (H=3 м) недостаточны для обеспечения консументов (10:1). Первичная P_{pl} *D. salina* в Сиваше, вероятно, составляет ~150-200x10³ т/км²/год (P_{pl} ~150-300 г/м³/сут; C~5.0), из которых ~120-180x10³ т/км²/год потребляют артемии. На глубине 50 м, где отмечалась *D. viridis* [Масюк, 1973], световой поток оптимален для галофитных водорослей [Юрина, 1966]. Фотосинтез на 60-70 м снижается примерно в 2 раза, а на 80-90 м ~в 4 раза [Эрхард, Сежен, 1984]. Т.о. первичная P_{pl} при глубине 5 м составит min 0.5-0.7 (ср. ~1.0-

1.5); при 50 м – 6-8.4 (12-18); при 100 м – 8.2-11.6 (16-25) кг/м²/сут или от min 182х10³ (H=5m) до ср. 7280х10³ т ОВ/км²/год (H=100 m).

Необходимо отметить, что я не располагаю данными по мелким планктонным формам, составляющим основу биопродуцирующей сети. Продуктивность микробных матов в мелководных участках гипергалинных лагун Shark Bay, Spenser Golf (Австралия) составляет 0.17-6.13, а в оз. Solar Lake (S-80-180 г/л) достигает 5-12 г С_{орг}/м²/сут [Старынин и др., 1989]. Средняя продуктивность донных бактериальных эвапоритовых сообществ (~0.12-8.8х10³ т ОВ/м²/год) сопоставима с наиболее продуктивными районами Мирового океана и гипергалинной планктонной экосистемой. Однако эти данные не учитывают периодических вспышек численности цианобактериальных сообществ. Так, мощность колонии цианобактерий *Aphanothece salina* в течение одного сезона в прибрежной зоне Кара-Богаз-Гола превышала 50 см [Страхов, 1962], а *Aphanocapsa* aff. *pulchra* в соленом озере Лиман за 14 дней образовали на поверхности воды слой 6-20 см. В толще воды минерализованного оз. Pergusa (о. Сицилия) периодически (через 15 и более лет) достигают колоссального развития серные бактерии *Thioplycoccus rubber* и *Thiopedia rosea* [Воронихин, 1953]. Т.о. ОВ эвапоритовых экосистем имеют водорослевый (Chlorophyta, Bacillariophyta) и цианобактериальный генезис, как и сапропелиты (сапроальгиниты), рассматриваемые геологами в качестве основного источника нефти.

Таблица 6. ОВ в донных отложениях (по [Андреева, Агатова, 1982; Заславский, 1982; Волков, 1984*; Немировская, 1994а б; Юдина и др., 1998])

Тип или место отбора ДО	Липиды, мг/г	С _{орг.} , %	ОВ, мг/г	Гуминовые комплексы, % ОВ	Углеводы, % ОВ
Тамбуканский пелоид	699 и	~45.8 с	915.9	~6.0 с	следы
Органический сапропель	25.4 с	~2.84 с	56.88	52.39 с	1.95 с
Торфосапропель	12.3 с	~2.77 с	55.41	46.05 с	8.13 с
Органо-железистый	7.9 с	~2.23 с	44.54	43.42 с	0.33 с
Японское море (заливы)	3.34 а	~0.10 а	2.09	32.80 с	19.25 с
Известковистый сапропель	2.8 с	~0.94 с	18.83	16.85 с	1.7 с
Сев. и Ср. Каспий	1.47 а	~1.12 а	22.40	13.76с	22.64с
Перуанский апвеллинг	0.6 а	0.447 а	~8.94	28.3 и	22.28 и
Бенгельский апвеллинг	0.1 а	0.785 а	~15.7	Х	Х
Осадки терригенных окраин*	~6.3% ОВ	Х	Х	70.1-71.6	До 7.0

Примечания: х – нет данных, а – максимальные, и – минимальные, с – средние.

Биохимия липидов галофитных организмов. Определяя тип ОВ во вмещающих породах по палеонтологическим и актуалистическим данным [Троцюк, 1982], геохимики допускают, по меньшей мере, две ошибки. Во-

первых, они обращают внимание на соотношение отдельных групп ОВ в биомассе, тогда как процесс осадконакопления отражает показатель продукции (ср. табл. 1 и 6). Основой ОВ осадков окраинных частей Океана являются гуминовые и фульвовые кислоты (18-38% ОВ), а не липиды (6.3% ОВ) [Волков, 1984]. Во-вторых, заключение о составе липидов не всегда возможно при идентификации организма до уровня рода, а иногда и вида. Например, у морской *Dunaliella tetriolecta* высоконенасыщенные карбоновые (жирные) кислоты (ВНЖК) не фиксируются, а у лагунных *D. salina* они доминируют, как и у питающихся ими сивашских *A. salina* [Масюк, 1973; Шершов и др., 1988]. Высокая доля ВНЖК характерна артемиям других морских солеродных лагун [Watanabe et. al, 1983]. В липидах *A. aff. salina* континентальных соленых озер Евразии заметно присутствие только непредельной линолевой кислоты [Watanabe et. al, 1983; Шершов и др., 1988].

Соотношение липидов меняется на различных этапах развития организмов. В цистах лагунных и континентальных артемий содержание свободных карбоновых кислот невелико (0.8-3.8 и ~0.1%, соответственно), а преобладают трициклглицериды или стиролы и фосфолипиды [Руднева, Щепкина, 1990]. В онтогенезе у *A. salina* доля ВНЖК увеличивается, а у *A. aff. salina* они почти не продуцируются. Обычно состав липидов консументов определяется составом кормов. Однако в эксперименте (40-220 г/л) при кормлении морскими водорослями *Monochrysis lutheri* Dr. (Chrysophytacea), богатыми ВНЖК, *A. aff. salina* расы Tiensung (Китай) их не накапливала. С ростом солености у нее отмечалось увеличение липидов за счет синтеза моноеновых и насыщенных карбоновых кислот, при уменьшении полиеновых [Горонкова и др., 1988; Спекторова и др., 1988; Фролов, 1988]. Массовые черноморские зоопланктеры, за исключением коловраток и трохофор *Mytilus galloprovincialis*, по доле ВНЖК ближе к континентальным артемиям [Шершов и др., 1988].

У макрофитов доминируют (45-75%) триглицериды, в составе которых насыщенные карбоновые кислоты занимают 14-25%, доля ВНЖК от 16 до 10% [Кизеветтер, 1973]. В липидах 6 культивируемых видов морских микроводорослей только *M. lutheri* и хлорелла содержат много ВНЖК. Небольшие количества ВНЖК характерны диатомеям *Nitzschia closterium* и *Phaeodactylum tricornutum* [Горонкова и др., 1988; Хребтова, 1988]. В массе морских диатомей липоидные компоненты составляют 5-38 (ср.12) %, среди которых 80% занимают карбоновые кислоты, у последних доминируют ненасыщенные с неразветвленной цепью и четным числом атомов углерода (70% -- C₁₆; 10% -- C₁₄; 5% -- C₂₀) [Баженова, Бурлин, 1985]. У бактерий детектируются в основном формы с разветвленной

цепью, аналогичные дикарбоновым кислотам балхашита и куронгита [Клесмент и др., 1985].

Глицерины *D. salina* выполняют не только осморегуляторную функцию [Алешина, Балнокин, 1984], но и свидетельствуют об интенсивном использовании на эти цели жиров. Морские организмы изомотичны среде и у них липиды играют в основном гидростатическую функцию. В последнем случае энергетически более выгодно накапливать стабильные жиры.

Т.о. липиды солеродных экосистем балаханского типа, а также аллохтонные липиды морских и пресных вод, могут содержать заметные количества насыщенных карбоновых кислот, а в липидах лагунной эвапоритовой экосистемы мессинского типа высока доля непредельных (в т.ч. полиненасыщенных) карбоновых кислот.

Продукция липидов. По содержанию липидов *A. salina* (до 24.8%) и *D. salina* (20-27.6%) могут сравниваться только с диатомеями (до 24%) и цианобактериями (до 20%) [Ивлева, 1969; Масюк, 1973; Жмур и др., 1994]. Континентальные *A. aff. salina* при солености 120-200 г/л содержат от 2.6 ± 0.3 до $3.1 \pm 0.3\%$ липидов [Фролов, 1988]. Доля жиров (max ~5.3%) в морском планктоне закономерно снижается от полярных (~4%) областей к экватору (~2%) [Богоров 1974]. Но в планктонных взвешях растительного генезиса липиды не всегда фиксируются даже специальными методами [Заславский, 1982]. Максимум продукции липидов в Бенгельском апвеллинге 64, реально ~14 т/км²/год.

Чистая первичная продукция эстуариев превышает продуктивность апвеллингов в 3.3 раза, но она складывается в основном за счет фитобентоса [Сафьянов, 1987], содержащего на порядок меньше липидов, чем фитопланктон (см. табл. 1). Это отражается в их мизерном накоплении осадками эстуария р. Конго (см. табл. 6).

Продукция липидов донной нитчатой водоросли *Cladophora* в весенне-летний период в Вост. Сиваше (~1200 км²) составляет минимум ~2х10³ т, что аналогично поступлению с водосбора 1.36х10⁶ км²/год (см. табл. 2). Планктонная экосистема Сиваша производит ~2.5х10⁶ т липидов/год (~2.08х10³ т/км²/год), что на 3 порядка выше, чем в самой продуктивной морской экосистеме Мира. В сивашских пелоидах, со скоростью ~2.0 мм/год, захоранивается ~0.8х10⁶ т липидов/год (см. табл. 2), из которых максимум 50 кг аллохтонного происхождения (10⁷:1).

За 8 месяцев эвапоритовая экосистема до начальной стадии гипсообразования может синтезировать при развитии континентальных артемий ~0.3х10³; лагунных – ~3х10³ т липидов/км². За счет развития *D. salina* продукция липидов может достигнуть ~30.5х10³ (реально ~1820х10³) т/км². Минимальная величина продуцирования липидов – ~24

т/км²/год донными цианобактериальными сообществами в эвапоритовых бассейнах сравнима с их продуцированием в пелагиали океанических апвеллингов, а максимальная – 1.76×10^3 т/км²/год с их продукцией в водной толще эвапоритовых бассейнов.

Продуцирование пигментов. При 108 г/л *A. salina* содержит 1.23-3.19 мг/г (ср. 2.08) гемоглобина, что сравнимо с быстроходными нектонными рыбами: форелью (2.7) и сарганами (2.3 мг/г), животными пересыхающих водоемов и галобионтными личинками *Chironomus salinarius* (Insecta). У морских интрабионтов, живущих при недостатке кислорода в толще осадка, гемоглобина ~1 мг/г [Алякринская, 1976]. У зоопланктеров он отсутствует или количество незначительно, т.к. морская вода является кровезаменителем [Эрхард, Сежен, 1984]. При повышении солености со 115 до 245 г/л и падении концентрации кислорода вдвое синтез гемоглобина артемиями увеличивается в 3 раза, что позволяет им переносить насыщение воды H₂S до 109 мг/л [Алякринская, 1976; Гусев, 1990]. Аналогичны гемоглобину и оболочки цист артемий, содержащие 31.8-60.9% белков [Руднева, Щепкина, 1990].

В зависимости от физиологического состояния, соотношение и количество пигментов у *D. salina* варьируют в значительных пределах. По средним показателям преобладает хлорофилл («а»~0.62, «b» ~0.24) над каротиноидами (~0.28% биомассы) [Масюк, 1973]. В природе *D. salina* красные, но даже у «желтых» клеток каротиноидов (1.01мг/г) больше, чем хлорофилла «а» (0.46) [Миронюк, Эйно, 1970]. Тамбуканские пелоиды содержат 16.15% пигментов, а каротиноиды в них доминируют над хлорофиллом «а», также как и в морских (43.0:12.6 мкг/г) и каспийских (11.9:4.6 мкг/г) ДО [Андреева, Агатова, 1982]. Продуцирование хлорофиллов («а»/«а+b») *D. salina* – 0.6/10.1...12/200 т/км²/год, а гемоглобина артемиями – 25-75 т/км²/год. Хлорофилл служит основой биосинтеза гемоглобина и их соотношение до стадии отложения галита – 0:1...1.7-1.0 (т.е. ~1:1). В продукции Мирового океана эта величина ~10⁷:1. Хлорофилл ДО используется интрабионтами и возможно подвергается биоразложению. В активном слое осадка (0.5 и 0.5-1.0 см) снижение хлорофилла «а» составляет 5-50%, а каротиноидов – 2-30% (по [Андреева, Агатова, 1982]), что не может изменить соотношения пигментов в диагенезе.

МАРКЕРЫ ЭВАПОРИТОВОГО НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ

Подобно многоликому Янусу, эвапоритовые осадочные бассейны концентрировали в себе аллохтонные биомаркеры наземных высших растений, пресноводных и морских водорослей, животных и бактерий. Нефтям палеогеновой эвапоритовой формации Цзянханского НГБ (Вост. Китай) свойственны биомаркеры осадконакопления в морях и пресноводных озерах. Например, в образцах пород преобладает кероген II [Jiama et al., 1986], считающийся маркером морских условий. Доминирование протокерогена II свойственно современным ДО оз. Карачи (Зап. Сибирь) на начальной стадии садки галита [Селиванов, 1991]. 28, 30-бисноргопан считается биомаркером бактерий зон апвеллингов [Каширцев и др., 1999], а 25, 30-бисноргопан накапливается в бассейнах с повышенной соленостью [Гусева, 1996]. Превалирование нечетных *n*-алканов и наличие в них трициклических терпанов [Jiama et al., 1986] можно отнести к преобразованию останков автохтонных галофитных зеленых водорослей, а биометок строматолитов – цианобактерий, характерных эвапоритовым бассейнам (см. табл. 3). Наличие в вендских отложениях *n*-алкана C_{29} , считающегося биомаркером высших растений и стеранов C_{27} , C_{28} , C_{29} , характерных современным озерным отложениям [Баженова и др., 1999], маркирует не первые наземные и пресноводные экосистемы, а ОВ цианобактерий, аналогичных рецентным матам гипергалинного приморского озера Gavish Sabkha (см. [Hypersaline ..., 1985]). Эти примеры, а также масса других, свидетельствуют о том, что происхождение далеко не всех биомаркеров расшифровано корректно и однозначно.

Биомаркеры. Многие из биомолекул нефти подобны молекулам отложений и бактериальных сообществ оз. Gavish Sabkha [Hypersaline ..., 1985]. Эвапоритовой экосистеме соответствуют следующие условия накопления биометок (по [Каширцев и др., 1999]): карбонатные и соленосные отложения (гопан $C_{29} > C_{30}$); морские и лагунные с повышенной соленостью (гаммацеран; прегнан и гомопреган; тетрациклический терпан и сквалан); (резко)восстановительные условия в диагенезе (гопан $C_{35} > C_{34}$).

Фитан (Ph) и пристан (Pr) часто рассматриваются в качестве продуктов восстановления или декарбоксилирования фитола, входящего в состав хлорофилла, дифитиловых эфиров цианобактерий, некоторых водорослей и пристана ракообразных. Обычно соотношение $Pr/Ph < 1$ используется в качестве маркера восстановительных условий в диагенезе, а $Pr/Ph > 1$ – окислительных [Гусева, 1996; Каширцев и др., 1999]. Однако липидам современных осадков оз. Карачи, связанным с карбонатами и Al-Si матрицей, было свойственно преобладание пристана ($Pr/Ph = 2$), а

находящимся в жидкой фазе (свободным) и гидролизированным – $\text{Pr/Ph}=0.62-0.85$. После преобразования осадка давлением $\text{Pr/Ph}=0.71-0.81$ «показал» восстановительные условия, отмеченные при отборе проб ($E_h=-107\text{mv}$) [Селиванов, 1991]. Т.о. маркеры нефти из эвапоритовых отложений: $\text{Pr/Ph}<1$ и преобладание никель-порфиринов [Jiama et al., 1986] показывают, что при отложении галита уменьшается развитие ракообразных – источника обогащения нефтей пристаном и ванадил-порфиринами.

Порфириновые комплексы являются наиболее показательными биомаркерами условий нефтеобразования. За счет разрыва изоциклического кольца вероятно трансформация циклоалкил-порфиринов (производных хлорофилла «а» и возможно «b» с замещением Mg на Ni) в алкил-порфирины (остатки гемоглобина с замещением Fe на V). Доля (около 95%) и соотношение (~1:1) цикло- и алкил-порфиринов в нефтях каменноугольных, юрских и меловых отложений Прикаспийской низменности [Насиров, 1993] показывает, что процессы алкилирования в катагенезе существенно не изменяют соотношения порфириновых комплексов и не приводят к диспозиционированию V и Ni в порфиринах. Это ясно указывает на эвапоритовые экосистемы как на единственное место первичного продуцирования исходных ОВ нефтей.

Содержание в галофитной биоте хлорофилла «а» (~2.5% в пересчете на липиды) и гемоглобина (0.8-3.6%) может объяснить не только 0.04% порфиринов в нефти, но и на порядок больше. Преобладание Ni над V будет наблюдаться как при садке галита, так и при поступлении аллохтонных хлорофиллов (морских и пресноводных). При преимущественном развитии артемий в планктоне до садки галита и галофитных гемоглобинсодержащих интрабионтов на стадии накопления обогащенных ОВ карбонатных илов доля V превысит содержание Ni и может привести к повышению сернистости нефтей за счет преобразования белковых животных компонентов.

Биомаркеры нефтей девона, карбона, перми и триаса южной части Баренцева моря [Кирюхина, 1996], девона и перми Вост. Сибири [Каширцев и др., 1999] также свидетельствуют о формировании нефтепроизводящих отложений в эвапоритовых бассейнах. Если справедливо утверждение, что в вендской атмосфере наблюдалось высокое содержание кислорода, а осадки, богатые ОВ, отлагались в трансгрессивные фазы [Баженова и др., 1996], то и позднепротерозойские нефти востока Сибирской платформы – продукт эвапоритовых нефтеобразующих экосистем.

Единый источник формирования нефтей эвапоритовыми экосистемами объясняет относительное однообразие их химического

состава. Эволюция гидробионтов, наряду с различным составом и долей аллохтонных ОВ и степенью их преобразованности, определяет особенности и уникальный состав в каждой структуре.

Ископаемые формы нефтеобразующих палеоэкосистем. Изучение микрофоссилий в нефтях и нефтематеринских породах, которое было направлено на решение вопроса о происхождении нефти, привело к описанию множества формальных «видов» – форм Acritarchi, которые не отождествлены не только с рецентными, но и ископаемыми формами растений и животных. Исходя из вышеизложенного, я опишу примерный состав микрофоссилий, который может быть характерен для нефти, сланцев и нефтематеринских пород эвапоритового генезиса, а также их основные диагностические признаки.

Было трудно ожидать находки простейших, но *Synsphaeridium conglutinatum* part. [Медведева, Аксенова, 1976: II: 4] из палеозойских нефтей Русской платформы имеют хорошо сохранившийся сосущий орган Ciliata и даже остатки ресничек (рис. 4).

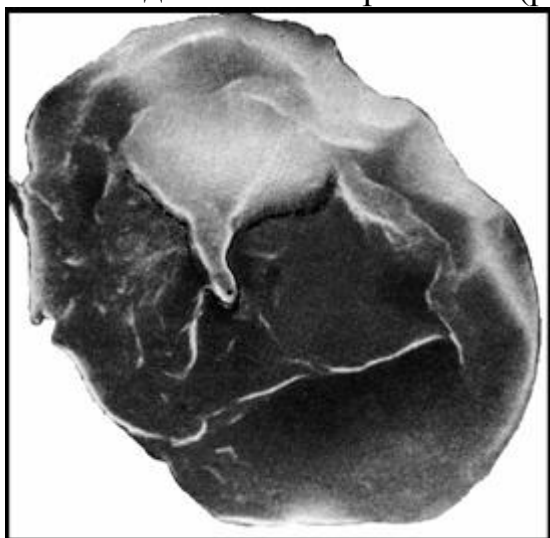


Рис. 4. Acritarchi нефтей *S. conglutinatum* part. (по [Медведева, Аксенова, 1976]) – предположительно останки Ciliata.

Цисты артемий представляют собой шарообразные капсулы D до ~200 мкм, с «толстыми» покровами. Остатки *Artemia armeniaca* nom. nud. отмечены в эвапоритах нефтеносной формации Кульпа (N_{1sr}?), а цисты артемий – в соляных озерах Техаса (Q_{IV}) [Богачев, 1938]. По отпечаткам пресноводных жаброногих

ракообразных Branchiopodidae (Anostraca), близких к Artemiidae [Заренков, 1982], их возраст может быть определен минимум карбоном (300 Ma). В кембрии уже существовали лагунные Ostracoda, а с ордовика пресноводные и солоноватоводные хищные Eurypterida [Бондаренко, Михайлова, 1984]. Это свидетельствует, что пресноводные и эвапоритовые экосистемы в ордовике включали консументов низших порядков и продуцентов. Состав полых капсул шарообразной формы (D=~30 мкм) *Leiosphaeridia pelucida* Schepelova и *Archaeodiscina umbonulata* Volkova (Acritarchi; ~520-580 Ma) отличен не только от раннекембрийских динофлагеллят (Dinophyceae), но и современных одноклеточных водорослей. Возможно, они являются разными стадиями развития

родственных организмов [Talyzina et al, 2000], предположительно диапазирующими яйцами Branchiopoda и цистами после выклева личинок (рис. 5). Наличие порфириновых комплексов в кембрийских горючих сланцах [Лукашев, 1972] может свидетельствовать о существовании предков артемий. Описанные из вендских нефтематеринских пород *Sputiosa salebrosa* Chepikova (D=20–50 мкм) в меньшей степени, а *S. spongiosa* Chepikova (D=70–120 мкм) [Чепикова, 1971] в большей, соответствуют внешним признакам цист Artemiidae (см. рис. 5). Однако их появление должно быть подтверждено независимыми признаками, например, наличием копролитовых доломитов, ванадил-порфиринов или остатками хитина.

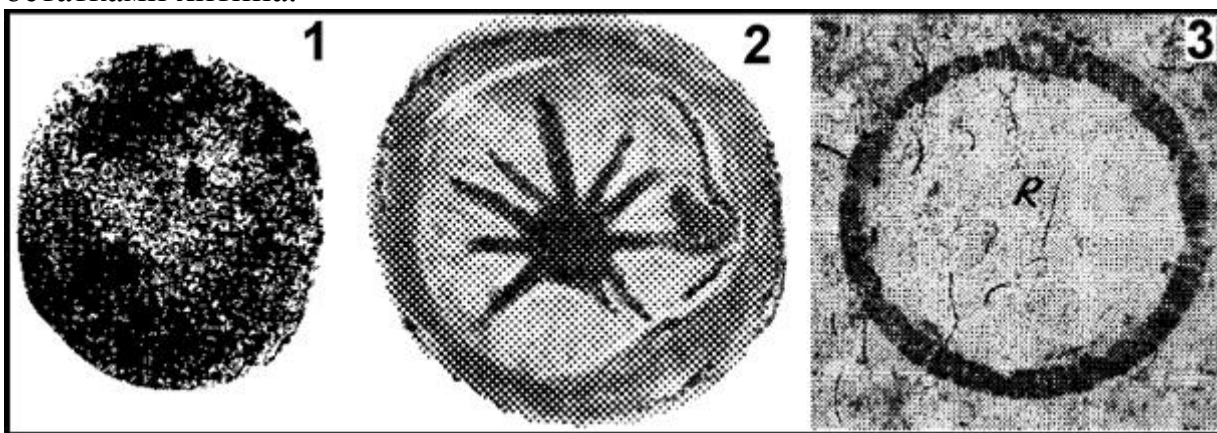


Рис. 5. Acritarchi *S. spongiosa* (1), *A. umbonulata* (2) и «радиолярии» (3) аргиллитов нижнего валанжина – предположительно цисты Branchiopoda

Хитин и его производные встречаются во всех нефтематеринских отложениях Мира [Hypersaline..., 1985: 432] и некоторых сланцах [Дроздова, 1985]. Он может принадлежать не только Artemiidae, но и галофитным Cladocera, Copepoda, а также насекомым и малощетинковым червям. Тонкие просвечивающие красно-бурые пленки (R=200-650 мкм), отмеченные в сланцах [Страхов, 1962], могут быть обрывками внешних покровов артемий. Кроме них могут быть встречены членистые конечности и другие части тел. Более вероятны находки ротовых частей артемий, которые лучше сохраняются в отложениях [Hypersaline..., 1985]. В нефтематеринских карбонатных породах возможны находки остатков голоэвригалинных Foraminifera, Serpulidae, Ostracoda, Decapoda и других животных, а в ангидритах – Gastropoda.

Самыми яркими растительными микрофоссилиями карбонатных и гипсоносных отложений являются створки Bacillariophyta. Диатомовые ценозы нефтематеринских пород и сланцев могут быть представлены не только мелкими планктонными пеннантными и циклическими формами, но и крупными донными *Surirella*, известными из рапных водоемов

побережий восточной части Средиземноморской области и Красного моря (см. табл. 3), а также формами, морфологически сходными с пресноводными видами. Массовое развитие последних может маркировать время и место вселения в пресные воды. Отличительной чертой большинства классических нефтематеринских свит с высоким содержанием ОВ (до 12% $C_{орг.}$) является ограниченный состав организмов. Например, диатомиты Мак-Крик (США) сложены четырьмя формами [Баженова, Бурлин, 1985], что совершенно нехарактерно для океанического планктона [Богоров 1974; Эрхард, Сежен, 1984] и полностью совпадает с характеристикой диатомовых ценозов континентальных соленых озер и лагун Черного моря [Воронихин, 1953; Масюк, 1973]. В рапе 130-205 г/л оз. Gavish Sabkha (см. табл. 3) и загипсованных глинистых илах Арала были отмечены виды 3-4 родов [Жаковщикова, 1981; Hypersaline ..., 1985].

Значительная часть колониальных «спор» из нефти, газа, конденсата и вод НГБ [Чепикова, Медведева, 1971; Медведева, Кузовлева, 1971], а также акритарх нефтематеринских пород [Чепикова, 1971], по заключению В.М. Горленко, может быть уверенно отождествлена с колониальными цианобактериями. Например, с *Chlorogloea sarcinoides* (рис. 6).

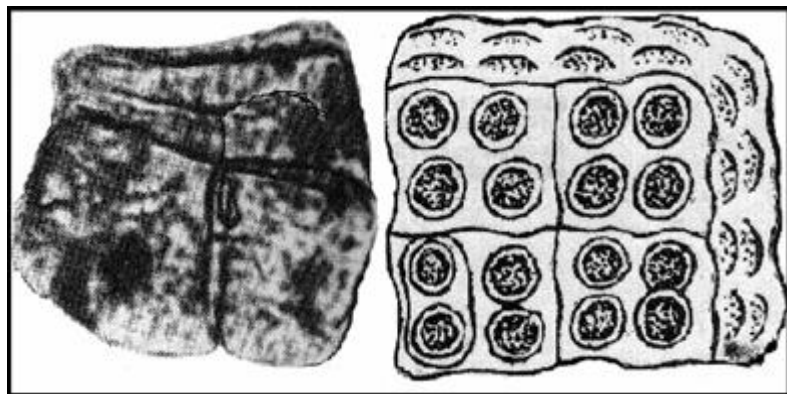
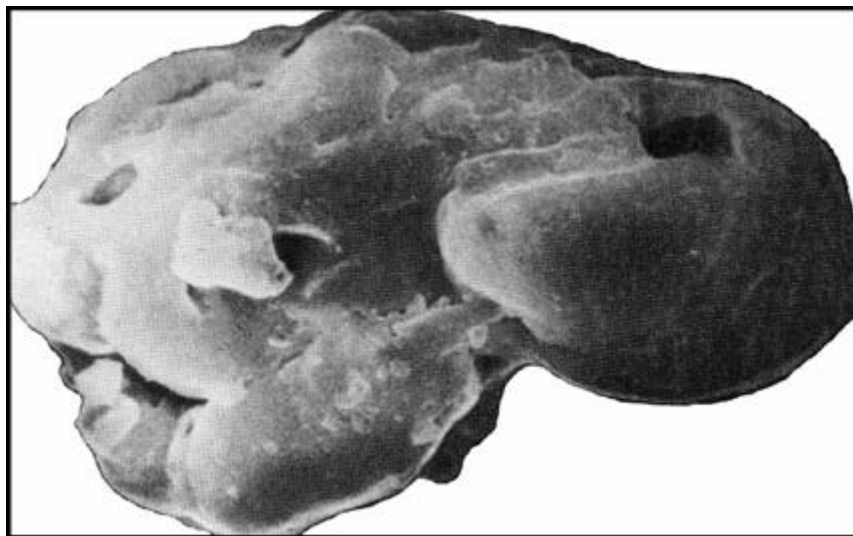


Рис. 6. «Спора» из газового конденсата (по [Чепикова, Медведева, 1971: II, 2]) и рецентные галофитные *Chlorogloea sarcinoides* (Cyanobacteria)

Несомненный интерес представляет *Gloecapsomorpha*

priscata, обнаруженная в верхнекембрийских нефтях (рис. 7). С близкой, если не идентичной формой – *G. prisca* Zalesky, 1917, ранее связывалось происхождение «морских» ордовикских сланцев (кукерситов) Прибалтики. В настоящее время установлено сходство ископаемых колониальных цианобактерий *Gloecapsomorpha* с рецентными *Gloecapsa* = *Pleurocapsa* = *Entophysalis*, а продуцентов кукерситов с *Entophysalis major*, являющихся обычным компонентом донных матов эвапоритового зал. Shark Bay (Австралия). Это сходство выявлено не только морфологическими признаками, но и температурными условиями существования цианобактерий, явившихся основой кукерситов – 28-35°C [Жмур и др., 1989].

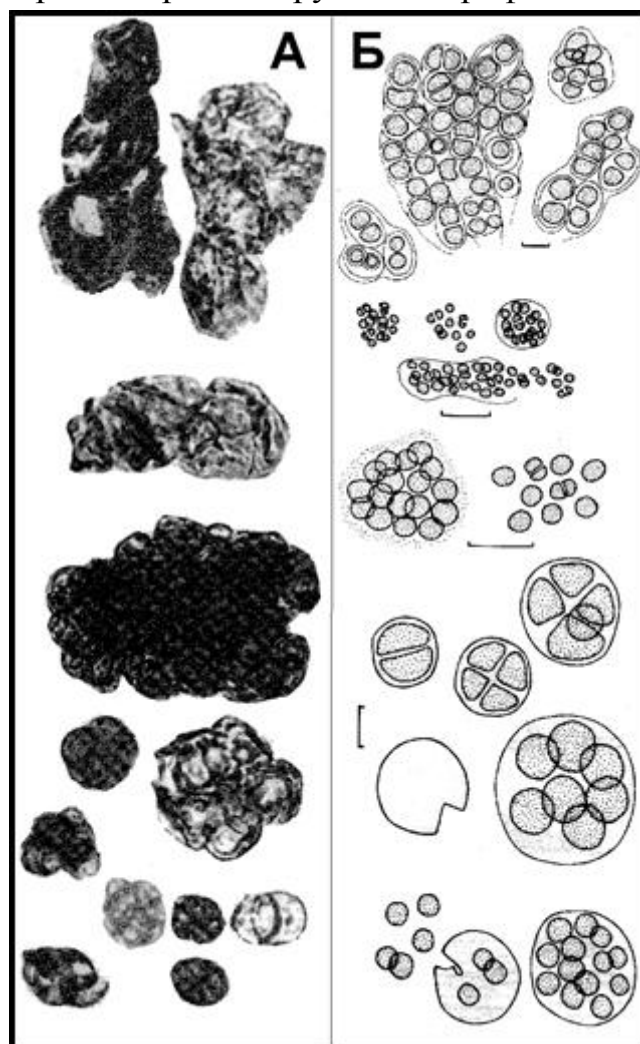
Рис. 7. *G. priscata* из нефтей бавлинской свиты (докембрий) (по [Медведева, Аксенова, 1976] – останки *Cyanobacteria*



Остатки цианобактерий в нефтях, природном газе, нефтематеринских

породах (рис. 8) и сланцах – самая разнообразная группа микрофоссилий. Это безусловно свидетельствует в пользу формирования ими нефтематеринских пород [Жмур и др., 1994], однако далеко не во всех условиях. Так, цианобактерии из разновозрастных сланцев были отождествлены с современными формами эвапоритовых и гипергалинных лагунных водоемов [Горленко, Жмур, 1989; Горленко и др., 1989, 1990]. По любезному сообщению Л.И. Боголюбовой, основным компонентом «черных» сланцев Атлантики, содержащих прослойки ангидритов, также являются цианобактериальные формы.

Рис. 8. Морфология акритарх докембрийских нефтематеринских пород (А) и рецентных галофитных цианобактерий (Б) (по [Чепикова, 1971; Hypersaline ..., 1985])



Строматолиты цианобактерий *Entophysalis*, сходные с рецентными формами гипергалинных вод Индийского океана, были отмечены в

эвапоритовой формации Narssarssuk (Гренландия) возрастом 700 Ма, в базальной части которой зеленые сланцы перекрывают сульфатсодержащие осадки. Остатки цианобактериальных матов *Microcoleus*, *Lyngbya* и *Calothrix*, обитающих ныне в (суб)тропических водах Мирового океана, детектированы в верхнерифейской (800-700 Ма) эвапоритовой формации Draken (Шпицберген). Остатки первых экосистем в виде коккоидных, нитевидных микроокаменелостей и строматолитов бактериальной природы были обнаружены в эвапоритовых отложениях (3500-3400 Ма) Onverwacht (Юж. Африка) и Warrawoona (Австралия) [Hypersaline ..., 1985].

В протерозое известны также зеленые и красные водоросли, не позднее кембрия появились динофлагелляты, в ордовике – часть золотистых. С началом эволюции диатомовых в каменноугольном периоде или, по крайней мере, с юры-мела [Баженова, Бурлин, 1985], фитопланктон Мирового океана мог приобрести все черты современного. Однако только в современных эвапоритовых системах цианобактерии по-прежнему являются самой разнообразной группой продуцентов (см. табл. 3).

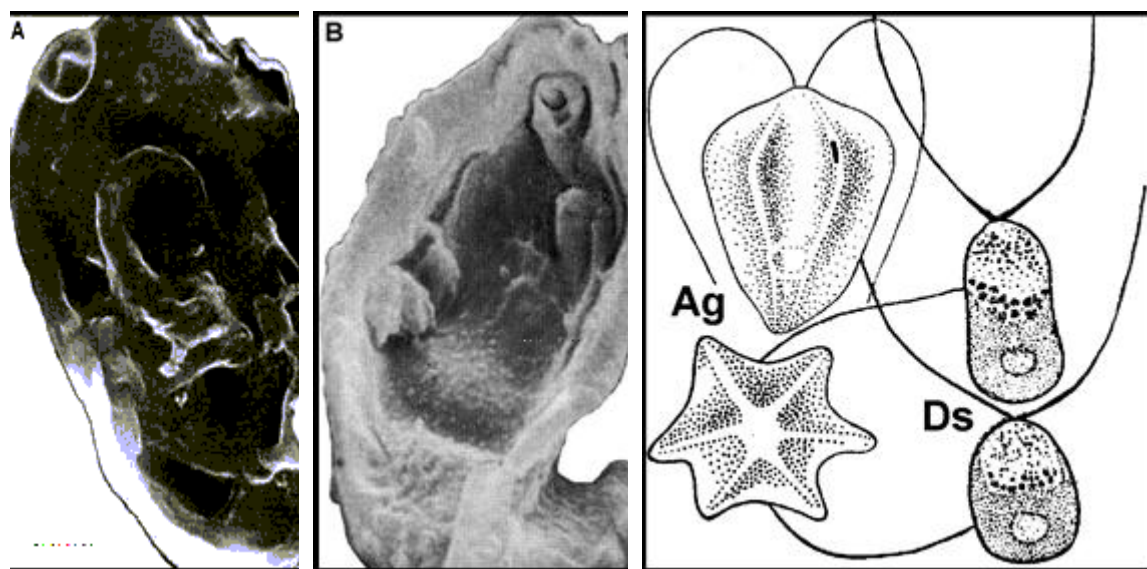


Рис. 9. Acritarchi нефтей (А - *S. conglutinatum* part. и В - *S. solediformis*) (по [Медведева, Аксенова, 1976]) — предположительно остатки клеток галофитных Volvocales (*Dunaliella salina* – Ds и *Asteromonas gracilis* – Ag)

Самыми массовыми растительными остатками в нефтях могут быть крупные *Dunaliella* aff. *salina* (Rcp.~22x15 мкм [Горячева, 1977]) и мелкие (Rcp.~12 мкм) *Asteromonas gracilis* Artari (Volvocales). Несмотря на то, что клетки *Dunaliella* окружены лишь тонкой протоплазматической мембраной [Масюк, 1977], они хорошо сохраняются в восстановительных

условиях осадков Сиваша [Сташук и др., 1964]. Из-за тонких покровов клетки могут принимать в ископаемом состоянии различную форму. Их основным диагностическим признаком является наличие двух жгутиков – органов движения *Volvocales* (рис. 9). Им соответствуют мелкие *Synsphaeridium conglutinatum* part. (L=2-10(max 15) мкм) и крупные *S. soresiformis* (L=10-20) [Медведева, Аксенова, 1976: II: 3; VI: 3] из палеозойских нефтей Русской платформы. Они имеют обломки жгутиков (рис. 9В) и место их прикрепления (рис. 9А). Практически все формы акритарх нефтей, отнесенные к *Synsphaeridium* и *Zonoleiosphaeridium* sensu [Медведева, Аксенова, 1976], имеют L=10-25 и стенки 2-3(5) мкм.

В карбонатных нефтематеринских породах могут быть также встречены автохтонные остатки талломов зеленых (*Ulvales* и *Siphonocladales*), а в ряде формаций также красных водорослей. Наличие в палеогеновых (коунских) сланцах Кавказа остатков кокколитофорид свидетельствует не только об участии в формировании сланцев планктонных галофитных организмов [Горленко и др., 1989, 1990], но и о древности вселения в пресные воды Евразии кокколитофорид р. *Acanthoica*. За время существования биосферы в солеродных бассейнах могли эволюционировать тысячи рецентных и вымерших родов морских и пресноводных экосистем. Поэтому ископаемые эвапоритовые экосистемы различных периодов и бассейнов при общей таксономической бедности будут представлены различными формами.

ЗООГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ

Эвапоритовые бассейны – мощный фактор морфофизиологической эволюции морских и солоноватоводных видов. Симпатрическое видообразование в них было связано с изоляцией популяций эвригалинных организмов фронтальными зонами палеорек с высокими горизонтальными градиентами солености от ~2 до минимум 8 г/л. Часть популяций на предустьевых пространствах приспособилась к размножению в пресной воде, а голоэвригалинные (M5-M4) и галофитные виды эволюционировали в зонах опреснения. Т.о. надежным фито- и зоогеографическим признаком существования в прошлом эвапоритового бассейна является наличие голоэвригалинных морских и солоноватоводных видов и их видов-двойников или морфологических аналогов, эволюционировавших до уровня рода (реже семейства), в пресных водах. Например, род *Dunaliella* (Volvocales) включает несколько галофитных лагунных и континентальных форм, многочисленные пресноводные виды на всех континентах, исключая Антарктиду, и

несколько морских видов (см. [Масюк, 1977]). Филогения пресноводных и морских эритробактерий [Турова и др., 1995] показывает, что симпатрическая модель пригодна и для бактериальных форм, а морфологическое разнообразие эритробактерий в пресных водах может быть объяснено многократным видообразованием от немногих морских предков в различных эвапоритовых бассейнах.

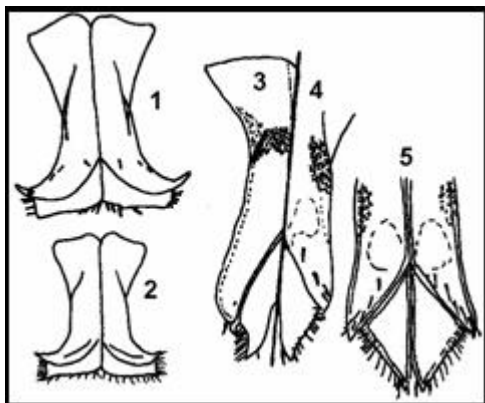


Рис. 10. Плеоподы самцов видов-двойников Isopoda рода *Jaera* (по суммарным литературным данным): 1 – *J. albifrons*; 2 – *J. ischiosetosa*; 3 – *J. shelenbergi*; 4 – *J. nordmanni*; 5 – *J. nordica*

Термопатия голоэвригалинных видов и их морских предков является индикатором палеоклимата. Например, в северном Средиземноморье обитает *Jaera italica* Kesselyak, 1938 (Isopoda). Ее морфологический голоэвригалинный двойник *J. ischiosetosa* Forsman, 1949 и их общий предок, бореальная *J. albifrons* Leach, 1814 (рис. 10), живут в Северной Атлантике от южного побережья Франции до Берингова и Белого морей. Это указывает, что климат мессина был более холодным, чем ныне.

Аналогичная картина наблюдается в распределении близкородственных пресноводных и морских видов *Gammarus* и *Anisogammarus* (Amphipoda) в бассейнах рек северо-востока Азии, Северной Америки, Северном Ледовитом и северной части Тихого океана (см. [Цветкова, 1975]), мизид *Mesipodopsis* (Mysidacea) в реках бассейна Персидского залива и Атлантическом океане [Mauchline, Murano, 1977]. Все голоэвригалинные реликты балаханского времени (см. выше) размножаются при температурах более 10°C. Если бассейну ПТ были свойственны климатические особенности современного Каспия (см. [Родионов, 1991]), то падение его уровня было связано с аридизацией климата при потеплении. Последовавшая за ним акчагыльская трансгрессия маркирует похолодание. Это объясняет отсутствие балаханских реликтов в Мировом океане и наличие в фауне Каспия многочисленных стеногалинных солоноватоводных арктических реликтов.

Приспособление морских и солоноватоводных организмов к размножению в пресной воде определялось не только их осморегуляторными способностями, но и термопатией, особенностями размножения и площадями опресненных зон. Мессинские пресноводные реликты, как и понтические реликты («lago-mare»), приурочены в

основном к рекам и фреатическим водам северного побережья Средиземного моря. Видовое разнообразие балаханских пресноводных реликтов в Волге (>50 видов донных беспозвоночных), Куре и Араксе (7-9), Сефидруде – (~5 видов) и в реках Горганского залива (1?) соответствует ранжированию водности рек в современный период (см. рис. 2). Среди ~100 видов пресноводных балаханских реликтов наиболее примечательны двойники голоэвригалинных солоноватоводных видов. Рыба-игла, атерина и бычок-бубырь имеют репродуктивные ареалы в Волге [Коблицкая, 1981] и Урале. В оз. Иссык-Куль обитает пресноводный *Cyprideis pedashenkoi* (Daday, 1909), Ostracoda. В Араксе и Верхней Куле живут *Turcogammarus turcatum* (Stock, 1974) и *T. setosus* (Schaferna, 1914) (Amphipoda) [Barnard, Barnard, 1983a, b.]. К рекам бассейна Каспия, впадавшим в водоем ПТ разными руслами (см. рис. 2), приурочены эндемичные *Theodoxus astrakhanicus* Starobogatov, 1994 (Волга, Урал), *Th. doriae* (Issel, 1865) (Сефидруд), *Th. major* Issel, 1865 (Аракс) и *Th. subthermalis* Issel, 1865 (Кура). Последний вид сходен с голоэвригалинным *Th. pallasii* даже строением радулы. Они отличаются формой зубовидного выроста оперкулума и имеют дизъюнктивные ареалы. Из бассейна Амударьи описано 6? видов *Caspiohydrobia* (Hydrobiidae) [Старобогатов, Иззатуллаев, 1974].

Средиземноморские Hydrobiidae живут при 90 г/л, а пресноводные – в реках и пещерах [Spandl, 1926; Воробьев, 1949; Jaeckel, 1967; Radoman, 1983]. Их раковины отмечаются в мессинских отложениях [Selli, 1983] и «lago-mare» [Sturani, 1973]. Процесс приспособления немногих морских видов к обитанию в широком диапазоне солености и в пресной воде в Мессинских эвапоритовых бассейнах за ~0.48 Ма проходил >10 раз. Период адаптации не превышал нескольких тысяч лет и определялся трендом солености. Это подтверждается заключением Veuille [1979] о минимум трех подвидах *J. nordmanni* и объясняет «эволюционный парадокс» изопод и амфипод оз. Охрид (см. [Salemaa, Kamaltynov, 1994]).

Голоэвригалинная морская *J. nordmanni* (Rathke, 1837) и пресноводная *Jaera shelenbergi* Kesselyak, 1938 эволюционировали от бореальной *J. nordica* Lemerceier, 1958 (см. рис. 10). *Corophium volutator* Pallas, 1766 и *Cor. orientalis* Schellenberg, 1928 от бореального *Cor. affine* Bruzelius, 1859. Голоэвригалинная *Ficopomatus enigmaticus* и пресноводная *Marifugia cavatica* Absolon et Hrabec, 1930, вероятно, от *Serpula* (Serpulidae). Пресноводная *Moerisia lyonsi* Boulenger, 1908, обитавшая в оз. Карун (Египет), и голоэвригалинная *M. maeotica* (Ostroumov, 1896) (Moerisidae, Cnidaria) – возможно от *Thaumantias hemisphaerica* Esch. (Thaumantidae). Фреатическая *Troglochaeta beranecki* Delachaux, 1920 и голоэвригалинный морской *Nereis diversicolor* O.F.Muller, 1776 (Nereidae) – виды-аналоги.

Пресноводные и морские виды *Gammarus* Fabricius, 1775, родственные лузитанскому голоэвригалинному *Gam. aequicauda* (Martynov, 1931), настолько многочисленны, что я затрудняюсь указать на видов-двойников лишь по морфологическим признакам.

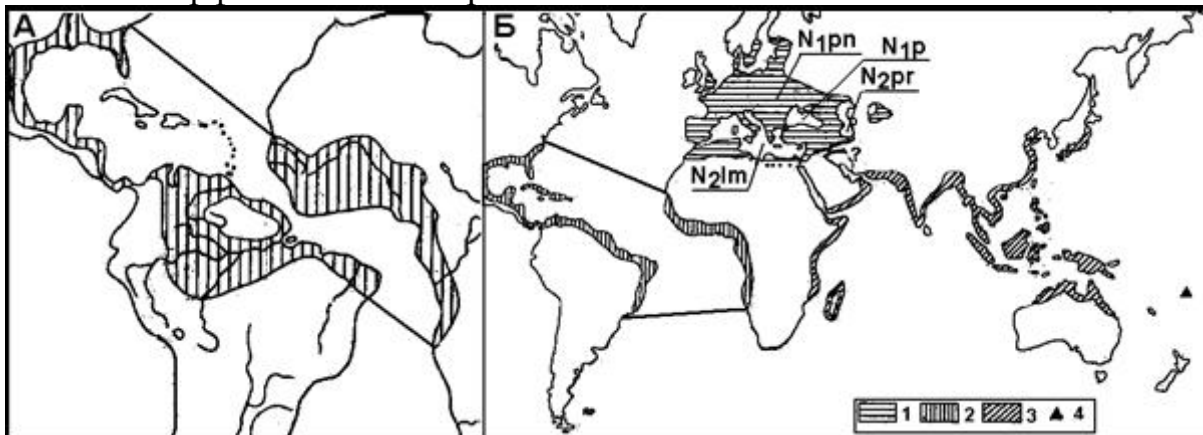
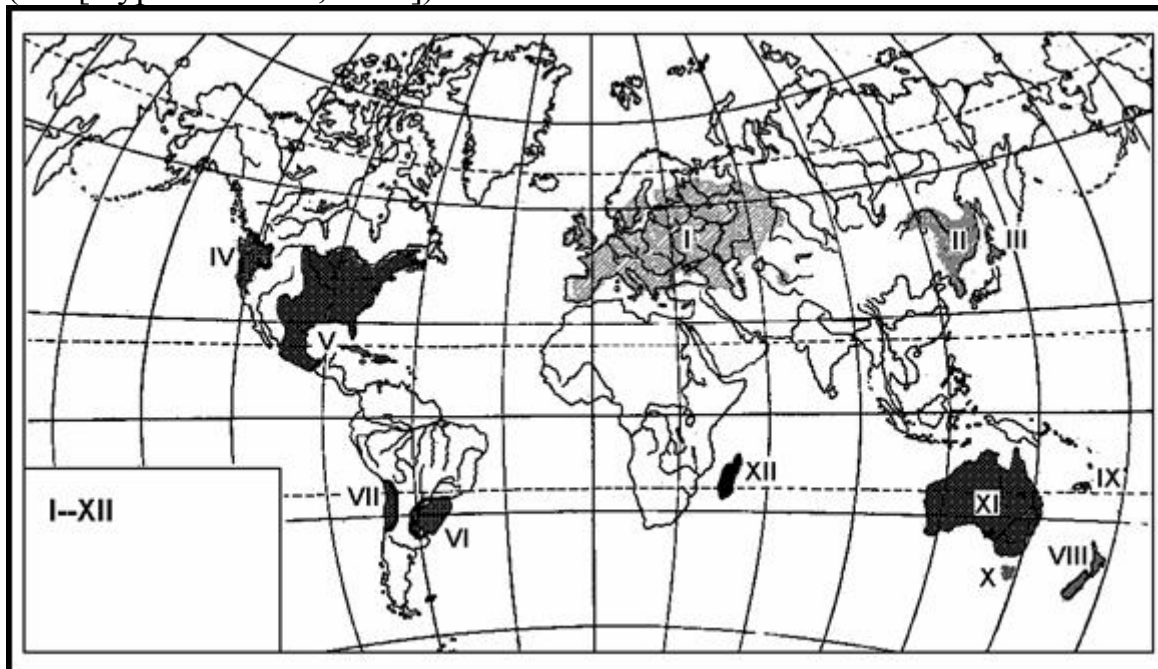


Рис. 11. Распространение *Mytilopsis* (?Dreissenidae, Bivalvia) (А), родов и подродов сем. Neritidae, Gastropoda (Б) в континентальных водоемах (по [Старобогатов, 1970], с дополнениями): 1 – *Theodoxus*; 2 – *Neritila*, *Clithon* (*Vittolliton*), *Neritina* (*Neritina*, *Clupeolum*, *Vitta*); 3 – *Clithon* (*Clithon*, *Pictoneretina*); *Neritina* (*Neritina*, *Neritona*, *Vittina*, *Dostia*, *Vittoidea*), *Septaria*; 4 – *Pseudonerita*

Зоогеографический анализ за пределами Паратетис был выполнен мной по таксономическим группам, вселившимся в Каспий и родственным каспийским, и исключительно на основе опубликованных карт (например, рис. 11-12). Он был верифицирован по распространению типовых видов Mollusca (по [Thiele, 1925-1935]). При этом регионом формирования пресноводной фауны я считал район, в котором имеется минимум три неродственных между собой родовых таксона с ярким морским генезисом. В реках Мексиканского залива живет пресноводный краб *Rhithropanopeus harrisii* Gould, 1841, а его голоэвригалинный вид-двойник *Rh. tridentatus* (Maitland, 1874) освоил не только восточную Атлантику, но Арал и Каспий. Гребневик *M. leidyi*, некогда обитавший у восточных побережий обоих Америк, эволюционировал от менее стеногалинного вида, например *M. mccradyi*, в один из эвапоритовых кризисов Мексиканского залива или Карибского моря после окончания формирования Атлантики, т.е. за последние ~130Ma. В реках бассейна Мозамбикского пролива, кроме пресноводных Neritidae (см. рис. 11), обитают пресноводные десятиногие раки (см. рис. 12) и мизиды *Lepidophthalmus servatus* Fage, 1924 (Занзибар). В реках Австралии, Тасмании и Новой Зеландии обитают эндемичные десятиногие раки (см. рис. 12), а также несколько пресноводных видов р. *Danuliella*. В реках бассейна Красного моря (Синайский полуостров) живут пресноводные виды *Pirenella* (Gastropoda), не отличимые от

голоэвригалинных *Cerithium* sp., живущих в оз. Gavish Sabkha при 130 г/л (см. [Hypersaline ..., 1985]).



Ри
с. 12. Распространение речных раков (по [Бирштейн, Виноградов, 1934; Starobogotov, 1995]): I - Astacidae; II – амурские и III - японские *Cambaroides*, *Cambaridae*; IV –*Pacifastacus*, *Pacifastacidae*; V – восточно-американские; VI - бразильские; VII - чилийские; VIII - новозеландские; IX - раки о.Фиджи; X - раки о.Тасмания; XI - австралийские; XII - раки о. Мадагаскар (*Parastacidae*)

Центры формирования рецентных пресноводных фаун и флор мессинского и балаханского типов сосредоточены, по меньшей мере, в 28 районах (рис.13). В Атлантическом – Амазонка, Иордан, Ла-Плата, реках Гвинейского и Мексиканского заливов, Карибского и Средиземного морей. В Индийском – Инд и Мюррей, реки Красного моря, заливов Карпентария, Мартабан, Бенгальского и Персидского, проливов Басса и Мозамбикского (Западно-Мадагаскарский и Нижне-Замбезийский НГБ). В Тихом – реки Новой Зеландии, морей Берингова, Охотского, Японского, Желтого, Восточно- и Южно-Китайского и Индо-Малайского архипелага, заливов Калифорнийского, Ванкуверского и Аляскинского. Как минимум, в 27 случаях из 29 центры формирования рецентных пресноводных фаун и флор совпадают с разведанными или перспективными НГБ (по [Бека, Высоцкий, 1976]).

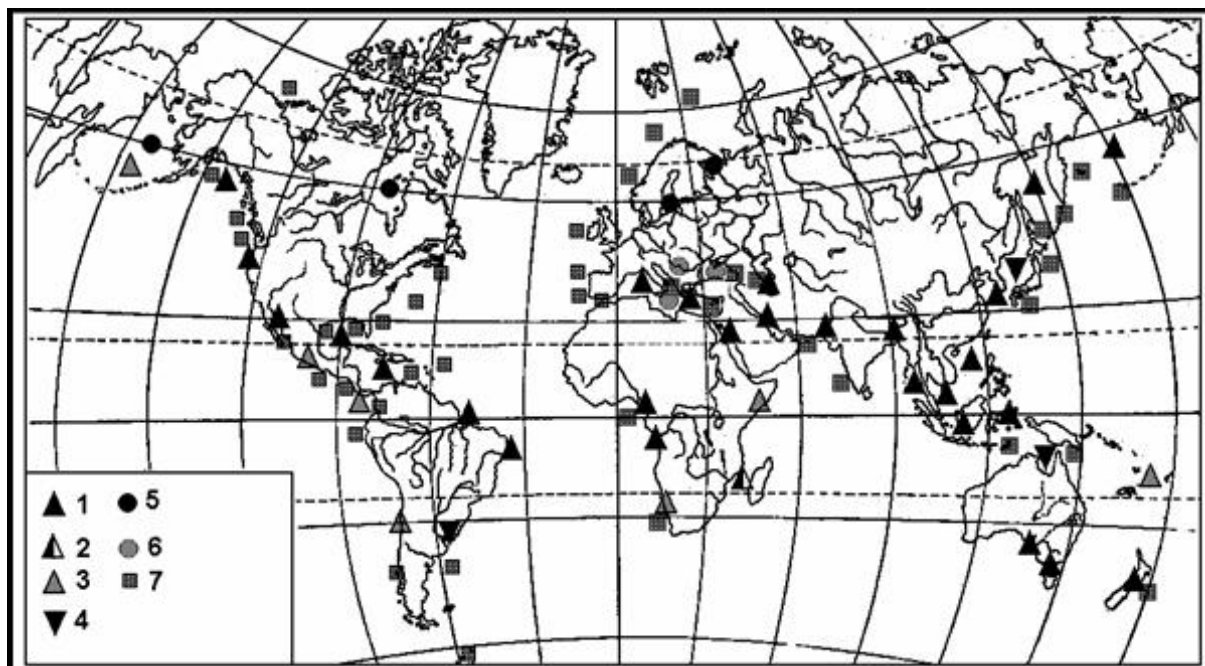


Рис. 13. Центры формирования пресноводных фаун (оригинал): 1–4 – мессинского и балаханского типов (1 – совпадают с разведанными НГБ; 2 – совпадают с перспективными НГБ; 3 – центры с признаками формирования фаун; 4 – районы, перспективные на нефть и газ); 5 – центры формирования пресноводных фаун ледовитоморского типа; 6 – паннонского; 7 – известные области разгрузки углеводородных потоков (по [Иванов, 1999])

Данные по районам тихоокеанского шельфа Южной Америки в Панамском заливе и южнее Вальпараисо (Чили), а также районам атлантического шельфа Намибии, ЮАР и южнее залива Ла-Плата, где известны признаки нефтепроявления, недостаточны для конкретных выводов. Скорее всего, эвапоритовые бассейны существовали на месте современного Кораллового и Тасманового морей. По зоогеографическим признакам могут быть указаны минимум три перспективных района формирования нефтепроизводящих отложений. В Японском море можно прогнозировать открытие шельфовых месторождений, а не только скромных нефтяных залежей по западному побережью Японии. Подобный прогноз может быть сделан по бассейну Карпентария (по нефтегазоносности Юго-восточной Папуа, месторождений Cornarvonn и подводным «нефтяным» вулканам (см. рис. 13)), шельфу Бразилии (в районах бассейнов Potiguar, Sergipe-Alagoas, Reconcavo, Espirito Santo) и Аргентины.

Юго-восточнее устьевой области Ла-Плата известны нефтегазовые проявления (см. рис. 13), а севернее – НГБ Бразилии. При этом бассейн Potiguar на севере и Espirito Santo на юге Бразилии совпадают с НГБ Берега Слоновой Кости, Нижне-Нигерийским и Кванза-Камерунским на

западном побережье Африки (рис. 14). Раннемеловой (апт-альб) эвапоритовый НГБ Кампос (рис. 14В, 15А), в окрестностях которого сосредоточено более 70% запасов нефти Бразилии, начал формироваться до раскола Южной Атлантики, который произошел в раннем мелу примерно на рубеже апта и альба [Barron, et. al, 1981]. Он совпадает с аптским Кванза-Камерунским НГБ западной Африки (ср. рис. 14 А-В). Нефтегазоносность Нижне-Нигерийского и Западно-Африканского бассейнов также связана с апт-альбом [Высоцкий, Кучерук, 1973]. Естественно, что на противоположном берегу раскрывающейся Южной Атлантики также накапливались эвапоритовые осадки (см. рис. 15 Б). Например, в Анголе битуминозные известняки формации Букомази, подстилающие соленосную толщу верхнего апта, рассматриваются в качестве основного нефтегенерирующего комплекса [Конюхов, 1985].

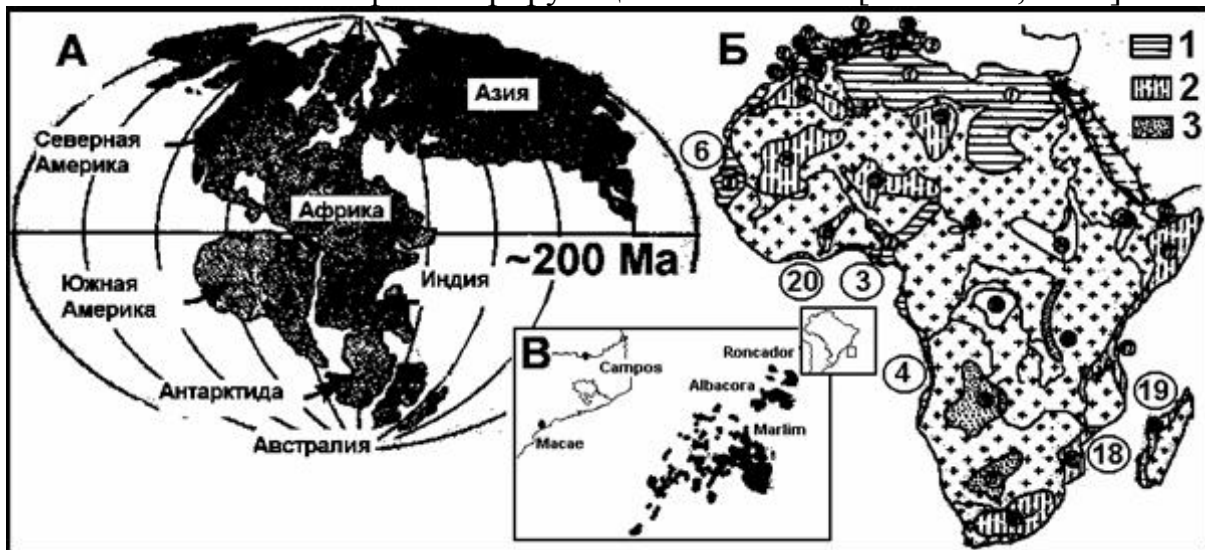


Рис. 14. Предполагаемое положение континентов в позднем триасе (А), НГБ Африки (Б) и юго-востока Бразилии (В) (по [Высоцкий Кучерук, 1973] и ресурсам Интернет): 1 – промышленно нефтегазоносные бассейны; 2 – потенциально нефтегазоносные; 3 – возможно нефтегазоносные (3 – Нижне-Нигерийский; 4 – Кванза-Камерунский; 6 – Западно-Африканский; 18 – Нижне-Замбезийский; 19 – Западно-Мадагаскарский; 20 – Берега Слоновой Кости

Поскольку в позднем мелу (сеноман-коньяк) осадконакопление в Атлантике приобрело океанический характер [Тимофеев и др., 1985], зоогеографические данные маркируют эвапоритовые бассейны, существовавшие, как минимум, 130 Ма. Этот метод прогноза является наименее затратным, в сравнении с традиционными.

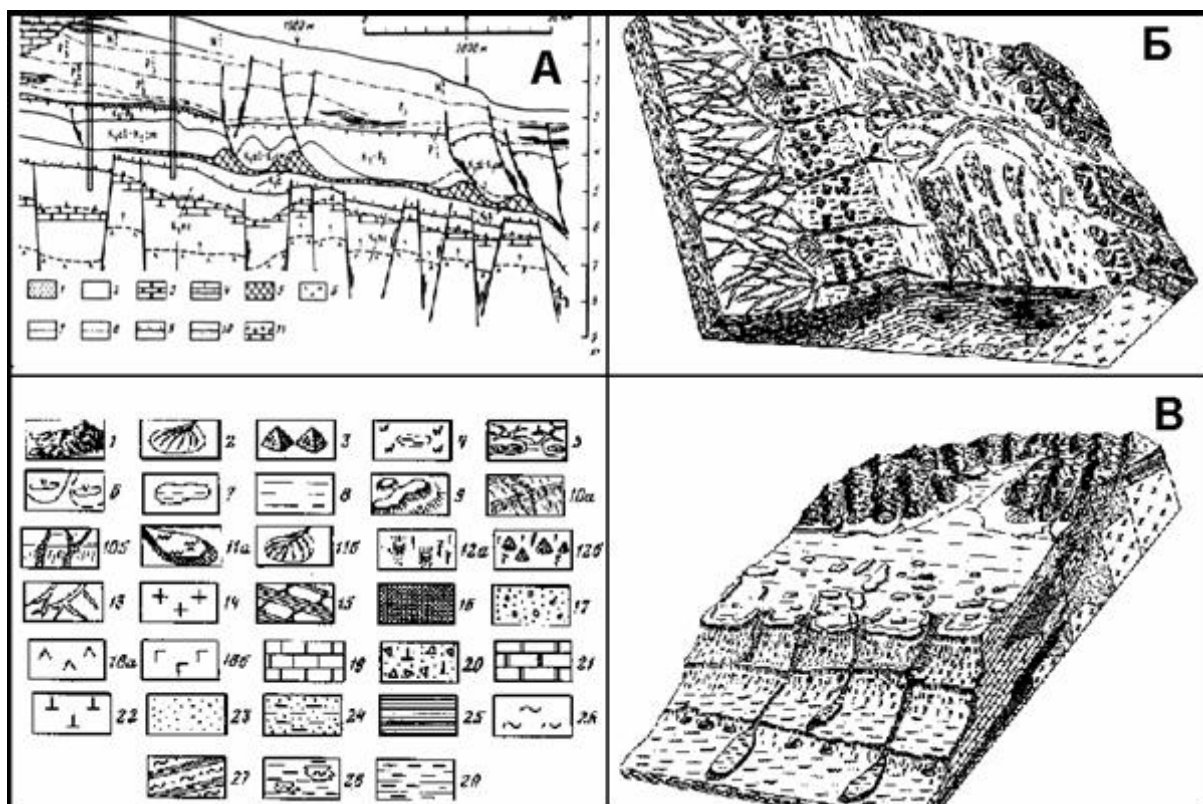


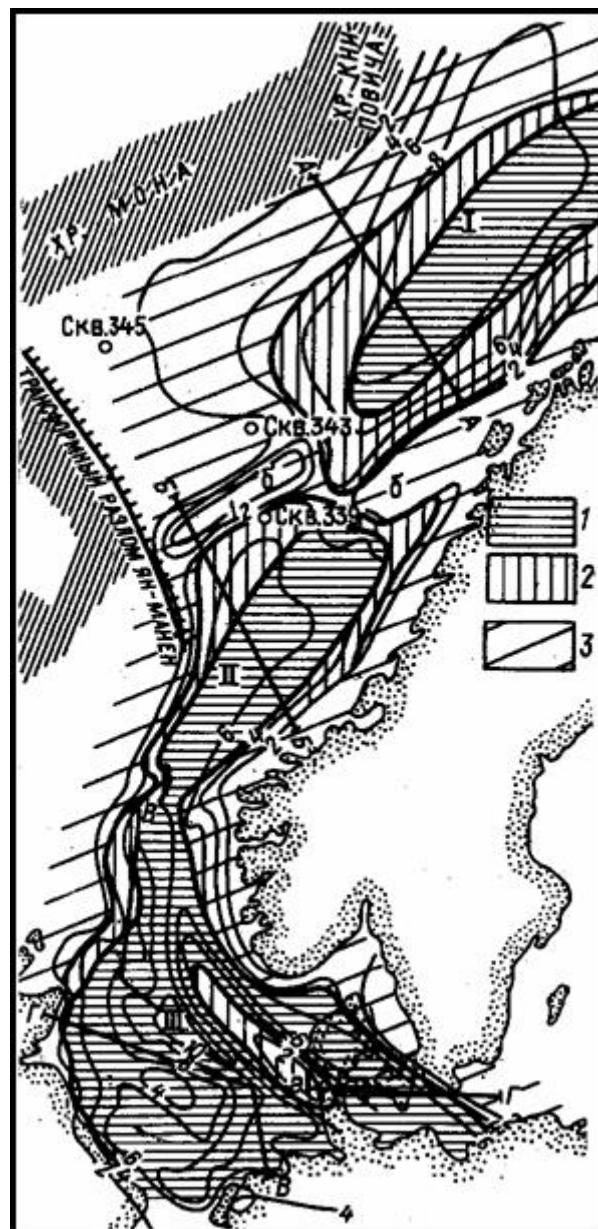
Рис. 15. Геологический разрез пассивных окраин Южной Атлантики: бассейн Кампос (А) и Западной Африки (Б -- на этапе формирования подводной карбонатной платформы; В -- поздний апт): А 1 - конгломераты, песчаники; 2 - песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 3 - ракушечные известняки; 4 - мелкообломочные известняки; 5 - эвапориты; 6 - базальты; 7 - линия корреляции; 8 - возрастные границы; 9 - несогласие в кровле серии Жиквита; 10 - несогласие в подошве верхнего эоцена; 11 - подошва серии мелководного ракушняка Коквинас. Б, В. 1 — прибрежные хребты, 2 — пролювиальные конусы выноса, 3 — дюны и барханы, 4 — болота и озера на прибрежной равнине, 5 — береговые бары и приливно-отливные равнины, 6 - речная дельта и авандельта, 7 — озера на аллювиальной равнине, 8 — открытый шельф, 9 - барьерные рифы, 10 — уступы, площадки и каньоны на материковом склоне (10а — Б; 10б — В), 11 — перемещенные массы осадков (11а — Б; 11б — В), 12 — мелкие оползни на склоне (12а — Б; 12б — В), 13 — системы распределительных русел в глубоководных конусах выноса; 14—29 — породы и осадки в разрезах древней материковой окраины: 14 — континентальная кора, 15 — древние континентальные отложения платформенного чехла, 16 - коры выветривания, 17 — красноцветные терригенные (молассоидные) образования, 18 — эвапориты (18а — Б; 18б — В), 19 — рифовые известняки, 20 — брекчированные карбонатные осадки материкового склона, 21 — доломиты, 22 — карбонатные илы, 23 - шельфовые терригенные пески, 24 — песчано-алевритовые осадки прибрежной равнины, 25 — глины прибрежно-шельфового и озерного генезиса, 26 — шельфовые алевритовые осадки, 27 — отложения глубоководного конуса выноса, 28 — отложения дистальной части конуса, 29 - терригенно-карбонатные углеродистые осадки ("черные" сланцы) (по [Конюхов, 1985; Diaz et al., 1990])

Рис. 16. Осадочный чехол на периферии Скандинавии (по [Троцюк, 1982]): бассейны I – Лофотен; II – Воринг; III – Североморский; комплексы: 1 – терригенно-карбонатно-эвапоритовый палеозоя, мезозоя и кайнозоя; 2 – терригенно-карбонатный мезозоя и кайнозоя; 3 – преимущественно терригенный комплекс кайнозоя

Эвапоритовые моря с палеозоя по кайнозой существовали на шельфе Северного и Баренцева морей (рис. 16), но бассейны их рек неоднократно находились в зонах оледенений и для точных заключений необходимо использовать палеогеографические, палеонтологические, генетические и физиологические данные.

Например, пресноводные и голоэвригалинные мизиды *Mesipodopsis* появились не позднее, чем прервалась связь Индийского океана и Средиземного моря, т.е. на рубеже палеогена и неогена (22-25 Ма). Возможно, что этот же кризис солености маркируют «левантийские» униониды в отложениях рек Персидского залива и Кавказа [Богачев, Шишкина, 1915] и формирование верхов т.н. «главных известняков» месторождений Ирака (см. [Высоцкий, Кучерук, 1973]).

Прямое отождествление всех центров видообразования пресноводных фаун с перспективными районами нефтеобразования было бы крайне неосмотрительным. Эвригалинные морские виды Северной Атлантики и Арктических морей сближают пресноводных ледовитоморских реликтов севера Евразии и Америки с мессинскими. Но баренцевоморские популяции переносят изменение солености от 15 до 45-50‰, тогда как балтийские существуют при 3-4...30-35‰ [Беляев, 1957]. Т.о. физиологическая адаптация голоценовых баренцевоморских реликтов



в Балтике – актуалистическое подобие видообразования при опреснении палеоводоемов.

Например, в Паратетис существовали Паннонское (~5 Ma) и Понтическое (~2 Ma) палеоозера (см. рис. 1). Однако в их отложениях нет и не может быть УВ, сравнимых даже с южно-каспийскими, поскольку их геологическая история была связана с опреснением. Пресноводные *Theodoxus* aff. *transversalis* (Pfeiffer, 1828) и *Th.* aff. *danubialis* (Pfeiffer, 1828) отмечаются в «палюдиновых» слоях (~5.5 Ma) опреснившегося Паннона [Jurisic-Polsak, 1979; Papp, 1985]. В реках северного Причерноморья *Theodoxus* sp. впервые фиксируется в понтическое время (5.5-4.5 Ma) [Неогеновая..., 1986: 1, 281], а в Ниле и на Крите в комплексе с *Corbicula*, *Unio*, *Bithynia* и *Physa* появляются ~5.0 Ma назад [Чумаков, 1967; Demitzacis, 1979]. На Крите и Балеарских островах, где живут рецентные виды [Jaesckel, 1967], отсутствуют реки, подобные Нилу. Это показывает, что Эпипонтическое озеро, место рекрутирования фауны «lago-mare», было пресным, и объясняет отсутствие нефтематеринских толщ выше мессинских эвапоритов. Независимое происхождение ледовитоморских реликтов Евразии и Америки (см. рис. 13) за последние ~0.1 Ma [Сушня и др., 1986], генезис пресноводных видов *Theodoxus* в четырех центрах видообразования Паратетис (см. рис. 11Б), многократное видообразование в Мессинских эвапоритовых бассейнах – проявление номогенеза, т.е. развития, в основе которого лежит закономерность, а не случайность [Берг, 1977]. Приведенные данные также подтверждают гипотезы Э. Майра [1974], С.Дж. Гаулда и Н. Элдриджа о высоких темпах видообразования в изолированных популяциях. Физиологическая адаптация морских видов к размножению в пресной воде может проходить при опреснении палеоводоема (ледовитоморский и паннонский типы) и его осолонении (мессинский и балаханский типы). Последние пути видообразования связаны с появлением голоэвригалинных морских или солоноватоводных видов в солеродных бассейнах и пресноводных – в континентальных водах.

Преобладание теплого климата в фанерозое (>80% из 540 Ma) и протерозое (>90% из ~2000 Ma), эвапоритовые цианобактериальные сообщества архея, делают вероятным эвапоритовое симпатрическое видообразование и заселение пресных вод на первых этапах биологической эволюции. Увеличение V, Ni, Fe и Cu при сокращении Mg и постоянном Ca в нефтях от кайнозойских к мезозойским и палеозойским [Севостьянов, 1999] можно объяснить эволюцией эвапоритовой системы (постоянство Ca). Появившиеся в ней ракообразные обогащают нефть V и Fe, а моллюски – Cu (за счет пигмента гемоцианина). Увеличение Ni, Fe и Cu

можно также связать с эволюцией пресноводных экосистем и увеличением потока аллохтонных ОВ континентального генезиса.

Можно допустить, что на первых этапах существования биосферы – с архея по ордовик, т.е. до освоения гидробионтами пресных вод нефтеобразующие биосистемы существовали не только в гипергалинных водах, но и в солоноватых. Так, в Волго-Уральской области нефтегазоносность докембрийских отложений связана с гожанской и калтасинской свитами верхнего рифея (R_3), формировавшихся в эвапоритовых бассейнах на стадиях доломито - и ангидритообразования, а байкибашевская и старо-петровская свиты венда (V), по мнению авторов [Лагутенкова, Чепикова, 1982], накапливались в трансгрессивную фазу в солоноватоводных условиях. В.М. Горленко, С.И. Жмур [1989] также считают, что диктионемовые сланцы ордовика Прибалтики образовывались в условиях низкой солености. В подтверждение своей точки зрения авторы [Лагутенкова, Чепикова, 1982] приводят данные о низком содержании хлора, однако, в цементе байкибашевской и старо-петровской свит присутствует хлорит, являющийся одним из индикаторов аридного осадконакопления в условиях повышенной солености [Справочник ..., 1983]. В диктионемовых сланцах детектированы алюмосиликаты [Горленко, Жмур 1989], характерные начальным стадиям повышения солености [Страхов, 1962]. Против таких предположений выступают и данные С.Г. Неручева [1982], который установил взаимосвязь между уранонакоплением, развитием фитопланктона и накоплением органического вещества. Причем в такие периоды, начиная с раннего протерозоя, состав фитопланктона резко обеднялся до 1-2 форм, которые достигали массового развития. Приуроченность высоких концентраций урана к доломитам обычно объясняют его миграцией в виде уранил-карбонатных комплексов и комплексных органических ионов. Формирование верхнеюрского уранового оруднения в Зауралье происходило не просто при смене гумидных условий на аридные [Зайцев, 2000], а в условиях максимальной аридизации позднеюрского климата (см. [Корж, 1978]). Образование фосфоритов Средиземноморской провинции, где содержание урана очень невелико (0,003%) [Григорьев и др., 1990], также как и формации Фосфория (США), происходило в условиях аридного климата и высокой солености, на что указывают гипсы в их разрезах [Страхов, 1962]. Образование осадочных месторождений урана, меди, цинка, свинца, ванадия, пластовых фосфоритов часто сопровождалось значительной доломитизацией и связывается с начальной стадией аридного литогенеза [Страхов, 1962; Справочник ..., 1983].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ АРИДНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Общими диагностическими признаками эвапоритовых и нефтегазоносных отложений являются их циклическое накопление в субаквальной среде с анаэробной обстановкой на фоне относительно постоянного прогибания седиментационных бассейнов [Страхов, 1962; Бакиров, 1972]. Формирование анаэробных условий в водной толще определяется динамическими (гидрометеорологическими, гидрологическими факторами и осадконакоплением), квазистационарными (геоморфологическими) и стационарными (геологическими) процессами [Шапоренко, 2000]. Для большей части акватории Мирового океана характерен пелагический литогенез в окислительных условиях. Эпизодическое развитие анаэробных процессов фиксируется в ДО, обогащенных ОВ ($C_{орг.} > 0.5\%$) [Волков, 1984]. Квазистационарное развитие анаэробных условий от десятков до тысяч лет отмечено во впадине Кариак (Карибское море) и оз. Могильном (о. Кильдин) [Шапоренко, 2000]. Мелководные проливы, связывающие Черное и Балтийское моря с Мировым океаном, – один из признаков эпиконтинентальных эвапоритовых бассейнов [Фивег, 1983], но от последних они отличаются избыточным речным стоком, определяющим стратификацию вод и развитие анаэробных процессов под пикноклином. Средиземное море не отличается морфологическим обликом от солонатоводного Черного моря, но речной сток ниже, чем испарение с его акватории. Это предопределяет осолонение средиземноморских вод (до 39‰), гомотермию и насыщение нижних слоев воды кислородом [Fisher et al., 1987].

Газовый режим. Насыщение воды кислородом падает при увеличении солености. Окислительно-восстановительный потенциал в воде рапных водоемов уменьшается при росте минерализации рапы ($Eh +300...-224\text{ mv}$), а поверхностному слою ДО обычно свойственны восстановительные условия [Страхов, 1962]. Продуцирование сероводорода происходит как за счет разложения ОВ с участием бактерий и грибов, так и восстановления сульфатов бактериями в ДО [Волков, 1984]. Т.о. придонные зоны эвапоритовых бассейнов из-за термогалинной стратификации вод «обречены» на существование в анаэробных условиях, что обеспечивает максимальную сохранность продуцируемых ОВ (табл. 7).

Стадии хемогенного осадконакопления. Общими закономерностями накопления галогенных отложений, отличающих их от осадков гумидных зон, является унаследованность пород и

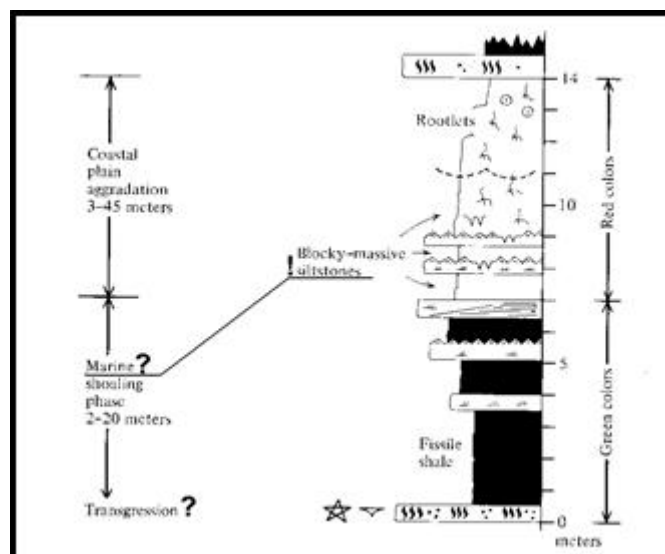
прогрессирующее ослабление темпов испарения по мере минерализации рапы, сопровождаемое резким увеличением скорости осадконакопления в годовичном цикле. Первое показывает, что галиты не могут перекрывать ни морские осадки (рис. 17), ни тем более пресноводные (см., например, [Конюхов, 1985]). Второе объясняет отложение бедных органическим веществом **соленосных** толщ в водоемах с развитым биосом.

Таблица 7. Сравнительные характеристики условий седиментогенеза и раннего диагенеза (по [Страхов, 1962; Жижченко, 1977; Нефтегазо-генетические ..., 1984; Hypersaline ..., 1985; Сафьянов, 1987; Волков, 1984; Свальнов, 1991])

Показатель	Тип литогенеза		
	Пелагический	Окраинный	Эвапоритовый
Тип экосистемы	Олиготрофная	Эвтрофная	Гипертрофная
Доминирующая седиментация	Биогенная	Терригенная	Различная
Осадконакопление, мм/1000 лет	<5	>10	>1.2x10 ³ (пелоид)
Коэффициент захоронения C _{орг.} , %	0.1-0.15	0.25-1.0	~30.0
Концентрация C _{орг.} % в ДО	0.1-0.3	0.5-1.0	1.5-45.0
Fe, %	5-7	3-4	0.001-4.39
Mn, %	0.2-1.0	<0.1	0.000-0.720
Тип раннего диагенеза	Окислительный Восстановительный		
Смена аэробного и анаэробного диагенеза	В толще осадка до 6 м	Обычно в толще осадка	На поверхности осадка
Расход C _{орг.} , % в диагенезе	50-100/60	7.0-44.0/24.2	От 0.?
УВГ, % от C _{орг.}	nx10 ⁻⁵ ...10 ⁻²	nx10 ⁻⁵ ...10 ⁻²	?
УВ, % от C _{орг.}	nx10 ⁻⁵ ...10 ⁻³	nx10 ⁻³ ...10 ⁻²	~10.0
Битумоиды ХБ(А), % от C _{орг.}	nx10 ⁻⁷ ...10 ⁻⁵	nx10 ⁻³ ...10 ⁻²	?

Рис. 17. Сланцы верхне-девонской формации Catskill (центральная Пенсильвания) (по [Walker, Harms, 1975])

Следствием осолонения аридных водоемов является ярко выраженный стадийный характер галогенеза. Фракционированная кристаллизация солей имеет не только временную (рис. 18), но и пространственную закономерность (рис. 19). По окраинам эвапоритового бассейна, как и на начальных стадиях его существования, отлагаются труднорастворимые



карбонаты кальция и магния. При малом поступлении терригенных материалов формируются известняки (CaCO_3) и доломиты ($\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$). Если к хемогенным осадкам присоединяются большие массы обломочного материала, образуются карбонатизированные пески. При преобладании биогенного осадконакопления – отложения, богатые ОВ, – пелоиды. В диагенезе и катагенезе осадков они преобразуются в глины, алевроиты, алевролиты, аргиллиты.

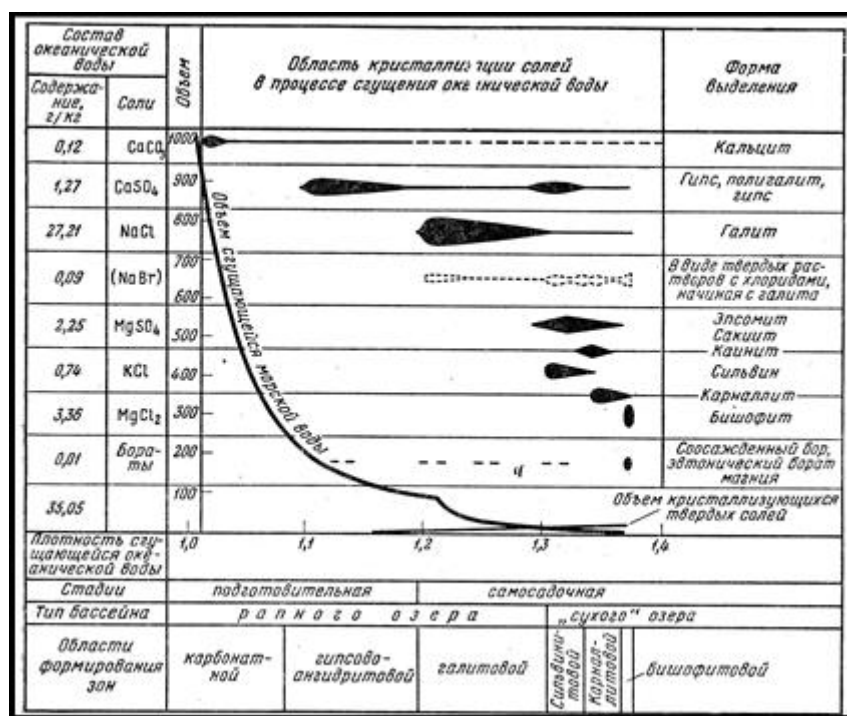


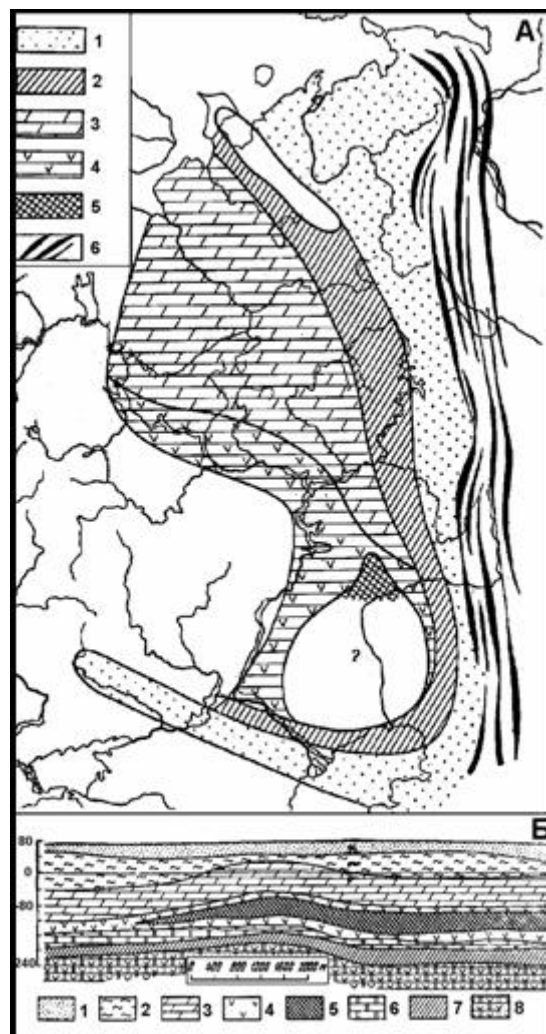
Рис. 18. Стадии аридного осадконакопления при испарении океанической воды (по [Страхов, 1962])

Осадки карбонатной стадии располагаются по той же схеме, что и в гумидной зоне. Но скорости карбонатного аридного

осадконакопления в десятки раз превосходят интенсивность его осаднения в Океане, а $C_{орг.} > Fe$ (на подготовительной стадии). По сравнению с морскими илами глинистые осадки осолоняющихся водоемов содержат заметно меньше воды, отличаются высокой плотностью и низкой пористостью. Кроме этого, они могут опресняться за счет подземного стока, например, по захороненным палеоруслам, и при гидратации минералов (гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) и др.). Потоки опресненных вод формируют т.н. «продукхи» в галогенных пластах [Страхов, 1962], которые могут стать путями вертикальной миграции УВ. С этим связаны низкая минерализация поровых вод в аргиллитах НГБ и ошибки в реконструкции «палеогалинности» (3-5 г/л) глин продуктивной толщи (ПТ) Балаханского бассейна и майкопского яруса (см. [Жижченко, 1959]). На формирование одной из классических нефтематеринских свит – майкопской – в условиях аридного климата [Страхов, 1962] и повышающейся солености указывают прослои доломитов, хлорит и магнезиальные минералы палыгорсит-сепиолитового типа [Даидбекова и др., 1974], а также исчезновение

«малорослых» планктонных и донных фораминифер к верхам майкопа [Ворошилов и др., 1974].

Рис. 19. Размещение (А) и строение (Б) отложений Верхне-Казанского эвапоритового палеобассейна (Р₂). А 1 – континентальные красноцветы; 2 – прибрежные песчано-глинистые отложения; 3 – доломиты, в т.ч. сульфатизированные; 4 – гипсы и ангидриты; 5 – галит; 6 – горные цепи: Б 1 – четвертичные отложения; 2-5 – отложения верхне-казанского подъяруса; 2 – континентальные красноцветы; 3 – доломиты и доломитизированные осадки; 4 – ангидриты; 5 – галит; 6 – доломиты и доломитизированные осадки верхне-казанского подъяруса; 7 – пестроцветные терригенные породы уфимской свиты; 8 – ангидрито-доломитовый комплекс кунгурского подъяруса (по [Страхов, 1962])



При повышении солености выше 130 г/л начинается накопление гипса, тенардита, глауберита и др. Следующая стадия характеризуется садкой галита. Сильвиниты и карналлиты осаждаются на стадии «сухого» озера, масса воды в котором сопоставима с объемом солей.

Описанный процесс происходит при испарении сульфатно-магниевого морских вод, метаморфизированных речными карбонатно-кальциевыми или глинами. При поступлении речных вод иного типа или в замкнутых бассейнах закономерности садки солей изменяются. *Приток речных вод с терригенным материалом и низкими концентрациями Mg может привести к полному подавлению садки доломита и гипса* [Страхов, 1962]. Это удлинит время существования галофитной нефтеобразующей экосистемы, но при отсутствии садки галита делает прямое доказательство ее существования в палеобассейне крайне трудным, поскольку часть геологов-нефтяников допускает лишь диагенетическое образование доломитов. Н.М. Страхов [1962] указывал, что накопление алюмосиликатов и магнезильного кальцита свойственно аридному литогенезу, а образование доломитов может происходить в условиях высокой солености и pH, что было подтверждено в последующем [Справочник ..., 1983]. Так, соотношение $\text{CaCO}_3 : \text{MgCO}_3$ в сивашских

илах при солености 100 г/л составляет 13:1, а к 130 г/л повышается до 6:1 [Стащук и др., 1964]. Кроме этого, была установлена возможность образования доломита в устьевых областях рек при нормальной морской солености [Справочник ..., 1983], что еще раз подчеркивает известные геологические данные об интенсификации доломитообразования магнием континентального генезиса [Страхов, 1962]. Однако И.И. Волков [1984] описал аутигенное образование доломитов и магнезиального кальцита в *прибрежных* морских осадках. Единственным условием метаморфоза иловых вод указана сульфатредукция. Значения солености, химизм реакций, климатические характеристики или районы, в которых были получены такие результаты, не сообщаются.

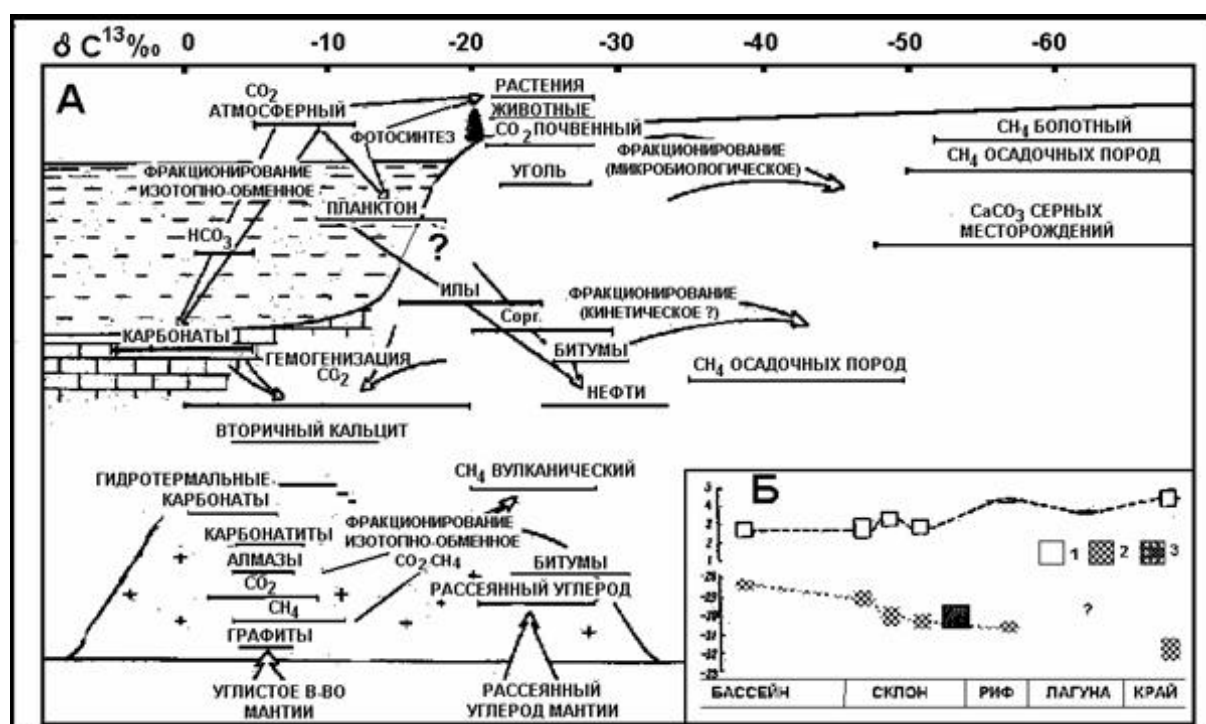


Рис. 20. Относительная распространенность стабильных изотопов углерода и основные процессы их разделения (по [Галимов, 1972; Мюллер, Вингольц, 1972]): 1 – карбонаты; 2 – ОВ; 3 – нефть страсфурской формации (Z_2)

Изотопия углерода и кислорода. Обычно [Справочник ..., 1983] аридное осадконакопление связывается с обогащением карбонатных отложений тяжелыми изотопами кислорода и углерода. Действительно, современные осадки гипергалинных приморских озер на высших стадиях осолонения вмещают более «тяжелый» углерод ($\delta^{13}C = -10 \pm 0.25$ (оз. Gavish Sabkha) и $\delta^{13}C = -6.6 \pm 0.1$ ‰ PDB (оз. Solar Lake)), чем осадки Мирового океана $\delta^{13}C = -24 \pm 0.4$ ‰ [Hypersaline ..., 1985: 393]. Интересно, что аналогичным образом соотносится изотопия «микробиального» метана в осадках Северного моря ($\delta^{13}C -60 \dots -80$ ‰) и газ нефтяной залежи ($\delta^{13}C$

–30..-50‰ PDB) (см. [Иванов, 1999]). Тогда как наземные растения, торфяники и угли практически не отличаются по изотопии углерода, в битумах, нефти и особенно метане оказывается намного больше «легкого» углерода, чем в морском планктоне [Сильвермен, 1972; Галимов, 1972]. Обычно это объясняется процессами фракционирования (рис. 20А), однако, изотопия ОВ и нефти эвапоритовой страсфурской формации (Z_2) не имеет значимых отличий (рис 20Б).

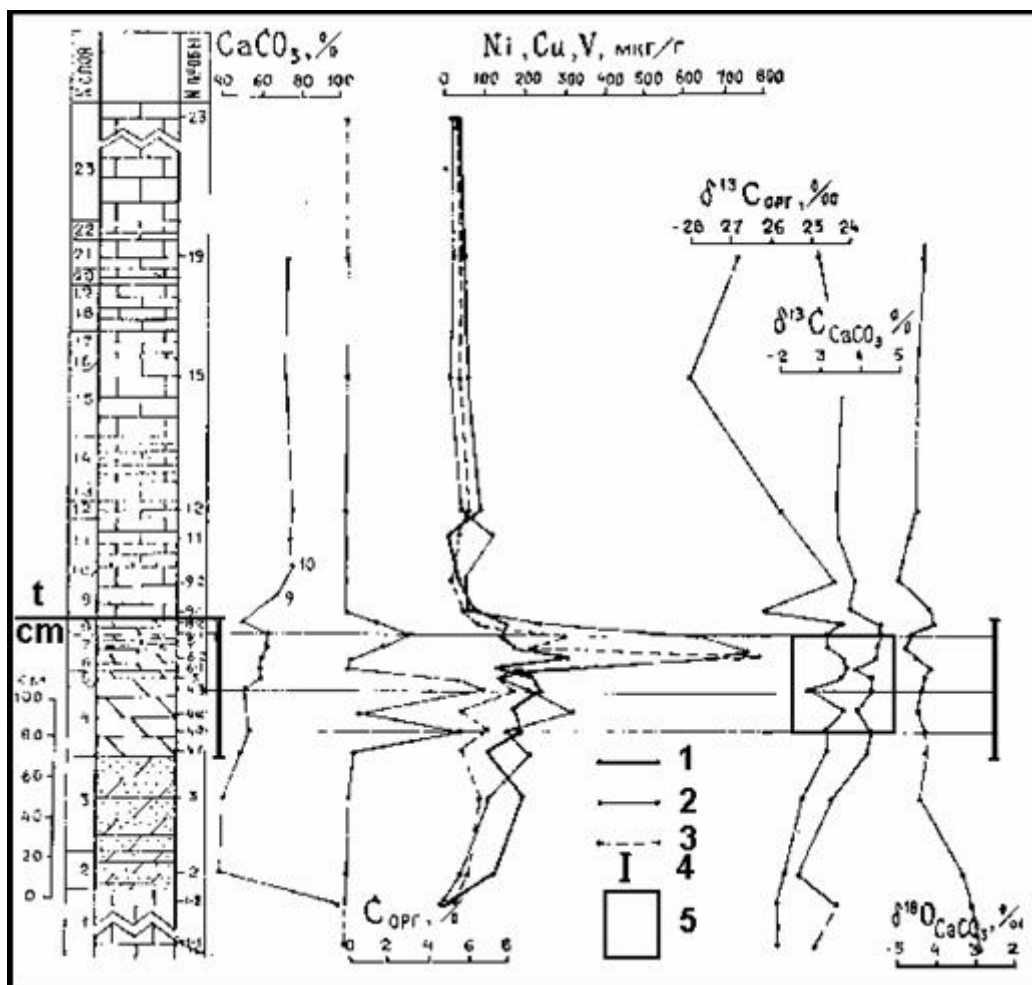


Рис. 21. Геохимические параметры переходного интервала между сеноманом (cm) и тураном (t) в разрезе Аксудере, Юго-Западный Крым (ресурсы Интернет): 1 – Ni; 2 – V; 3 – Cu; 4 – пачка «черных прослоев» (слои 4-8); 5 – зона «парадоксального» накопления изотопов углерода

Известно, что океанический планктон существует в условиях дефицита питательных веществ, находящихся в биогенном круговороте [Эрхард, Сежен, 1984]. В результате этого средний радиоуглеродный «возраст» морских организмов (по C^{14}) составляет около 430 лет. Водообмен в Сиваше и Кара-Богаз-Голе за счет испарения занимает 2-3 года, что должно находить отражение в изотопном составе ОВ.

Обращу внимание на соотношение изотопов в морских карбонатах – планктоне, атмосферной углекислоте и наземных растениях. В гипергалинных системах при преимущественно хемогенном осадконакоплении карбонатов, поступающих из океанического источника питания, планктонные галофиты могут использовать преимущественно атмосферный углерод. При этом накопление изотопов в планктогенном ОВ и минеральных карбонатах характеризуется противоположными тенденциями (рис. 20Б, 21). Аналогичная закономерность характерна и эвапоритовой формации Green River [Мюллер, Вингольц, 1972], а «парадоксальное» накопление изотопов, в сочетании с аномалией микроэлементов, может быть маркером начальных стадий аридного осадконакопления.

Накопление микроэлементов F, B, Br, Sr и др. морскими осадками *отмечается в ходе осолонения*, а наиболее ярким признаком начальных стадий осолонения является накопление U. В галогенных породах всегда присутствуют Fe, Mn, P, V, Cr, Ni, Co, Cu и другие микроэлементы. Однако высокие (2.85-4.39%) концентрации, например Fe, свойственны только «глинам», в доломитах и ангидритах его количество не превышает 0.88% [Страхов, 1962]. Формирование нефтепроизводящих отложений в эпиконтинентальных и шельфовых морях аридных областей позволяет объяснить синхронность накопления в них не только фосфатных, но и рудных месторождений (см. [Страхов, 1962; Справочник ..., 1983; Hypersaline ..., 1985]). Это не столько опровергает аргумент неорганической гипотезы [Бескровный, 1985; Севостьянов, 1999], сколько позволяет использовать при поиске месторождений УВ и сланцев данные рудной геологии и геохимические аномалии (см. рис. 21).

Биогенное осадконакопление. Участие галофитных организмов в формировании эвапоритовых осадков происходит даже на стадии «сухого» озера [Salinity ..., 1966; Hypersaline ..., 1985]. В Большом Соленом озере и Gavish Sabkha донные отложения представлены не только хемогенными карбонатными пластинами (0.1...1.5 мм) и терригенными материалами, но и биогенными илами, остатками бактериальных матов, хитина артемий и личиночных чехлов Ephydra. Формирование биогенных оолитов артемиями начинается еще в кишечнике и завершается в осадке. Деление фекалий мышечным действием кишки и разрушение длинных секций в водной среде и осадках определяют широкий диапазон длин (0.05...1.0 мм) при относительно постоянном диаметре ($D \sim 0.1$ мм). Биогенные оолиты содержат ~5.6% очень тонкого ила, ~84% CaCO_3 и ~5.5% $2\text{MgCO}_3 + \text{CaCO}_3$. Оолиты D от 0.25 до 1 мм (рис. 22) обычно представляют кальцинированные коккоподобные клетки цианобактерий или хемоорганотрофов бактериальных матов [Hypersaline ..., 1985].

Результатом жизнедеятельности цианобактериальных колониальных *Coccochloris* (*Aphanothece*) являются строматолиты 15-90 см в поперечнике, соединение которых приводит к появлению структур, разделенных клиновидными желобами, диаметром до 9 м. Размер гладких, пластинчатых известковых отложений табличной формы, сформированных *Pleurocapsa*, обычно не превышает 10-15 см. Узловатые корки, сформированные *Aphanothece*, на 77% состоят из карбонатов кальция и магния (11:1), 20% нерастворимых минеральных частиц, фекалий артемий и содержат 2% ОВ. В строматолитах *Entophysalis* доминируют карбонаты (93%) и глины (6.3%) [Salinity ..., 1966]. Строматолиты и водорослевые маты отмечены на границе отложения галита, гипсов и доломитизированных осадков в четвертичных и современных отложениях аридных зон Тихого океана: эстуария Colorado River (Калифорния) [Thompson, 1975], Атлантики: Laguna Madre (Техас) [Miller, 1975]; Индийского – Shark Bay [Hagan, Logan, 1975]. В среднекаменноугольной формации Windsor (Канада) оолиты и строматолиты фиксируются при сокращении накопления скелетных форм (Brachiopoda, Echinodermata) [Shank, 1975]. Рифогенные постройки галофитных цианобактерий, например, в мелководной части межсолевой страссфуртской формации (Z₂), являются прекрасными коллекторами для нефти (см. [Мюллер, Вингольц, 1972]).

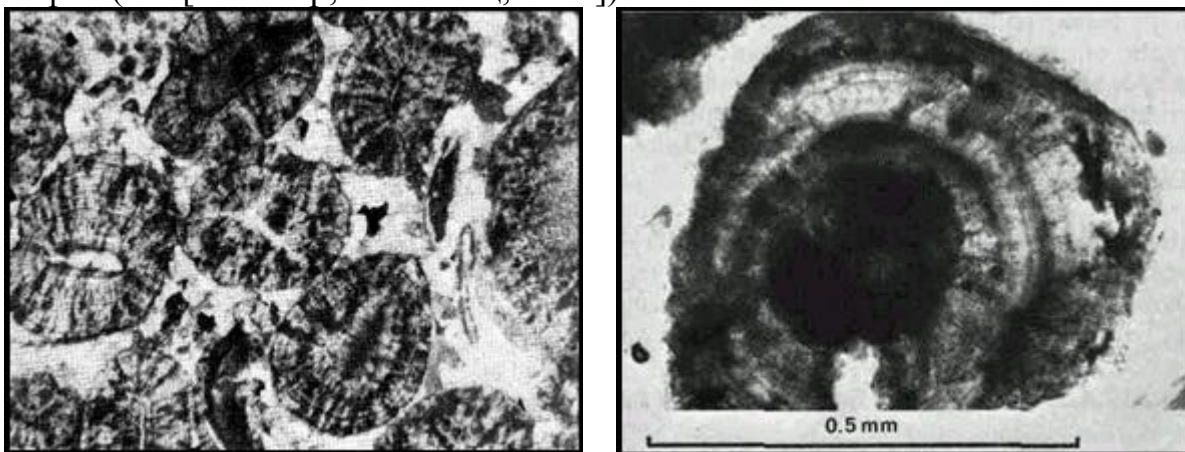


Рис. 22. Оолиты эвапоритовой формации Windsor Group (слева, x13) (по [Schenk, 1975]) и современного цианобактериального мата Gavish Sabkha (по [Hypersaline ..., 1985])

Накопление органических веществ в современных донных отложениях зависит от процессов биопродуцирования и интенсивности хемогенного галогенеза. Если накопление пелоидов ($\rho=1.4$ г/см³) в озерах и лагунах достигает 1.2-2(3.9) мм/год [Воронихин, 1953; Стащук и др., 1964; Сафьянов, 1987], что сравнимо с сезонной садкой доломитов и ангидритов (0.5-1 мм), то галит нарастает 5-10 см/сезон [Страхов, 1962].

Основным источником обогащения ОБ осадков «сухого» оз. Gavish Sabkha (S до 330 г/л) являются цианобактериальные маты: рецентные ($C_{орг.} \sim 5.67\%$) и захороненные ($C_{орг.} \sim 2.34\%$) [Hypersaline ..., 1985]. Однако даже этого оказывается достаточно для накопления ОБ в количествах, сравнимых не только с остаточными ОБ в палеозойских ($P_{1k} \sim 262$ Ma) эвапоритах, но и в современных океанических ДО (табл. 8). Премазки нефти в ишимбаевских ангидритах и битумы в галите купола Индер (северо-восточная часть Прикаспийской низменности), как и наличие водорослевых остатков в сульфатизированных доломитах [Страхов, 1962], дают основания считать их сингенетичными. Высокая газонасыщенность (CH_4 , H_2S , N_2 , CO_2 , Ar и др.) свойственна также кунгурским (P_{1k}) сильвинитам. Такой состав газов характерен не только эвапоритам и иловым водам рапных озер [Страхов, 1962], но и газовым залежам.

Таблица 8. Распределение органических веществ в донных отложениях различного генезиса (по [Страхов, 1962; Hypersaline ..., 1985; Троцюк, 1986])

Эвапоритовый бассейн	n	$C_{орг.}, \%$ (Q_{IV})	n	$C_{орг.}, \%$ (P_{1k})	n	$C_{орг.}, \%$	Мировой океан
Мергели		--	4	0.915	542	0.740	Карбонатно-терригенные
Глины	5	1.31	4	0.425	34	0.567	Глина (Q_{IV})
Кластические ангидриты	2	0.54	2	0.395	29	0.365	Алеврит (Q_{IV})
Доломиты	2	0.48	5	0.222	28	0.232	Песок (Q_{IV})
Известняки		--	2	0.175	965	0.218	Карбонатные
Песчаники		--	5	0.144	34	0.126	Глина* (Q_{IV})
Ангидриты	3	0.25	9	0.08	2007	0.073	Карбонатные*

Примечания: Q_{IV} – оз. Gavish Sabkha; P_{1k} – Кунгурский бассейн; * -- внутренняя часть Океана, остальное – окраинная

На стадии отложения гипсов и галита современные осадки оз. Карачи (Зап. Сибирь; $S \sim 270$ г/л; $C_{орг.} \sim 3.7\%$) [Селиванов, 1991], Мертвого моря ($S \sim 275-330$ г/л; ОБ $\sim 3\%$) и Большого Соляного озера ($S \sim 264$ г/л; ОБ $\sim 2-6\%$) [Salinity ..., 1966] вполне сравнимы с обогащенными ОБ ($C_{орг.} \sim 2\%$) ДО окраинных зон Океана. Однако они закономерно содержат на порядок меньше ОБ по сравнению с пелоидом карбонатной стадии осадконакопления оз. Тамбукан (Сев. Кавказ; S до 100 г/л; $C_{орг.} \sim 45.8\%$). Тамбуканский пелоид, кроме 16.15% пигментов, содержит 69.9% липоидов (33.0 свободных карбоновых кислот; 18.1 фосфолипидов (кефалины – 11.3 и лецитины – 6.8); 12.2 глицеридов, 3.48 стериннов и 3.14% эфиров стериннов) и только 5.54% серосодержащих веществ.

В солоноватоводных джеметинских (Q_{IVdj}) и пресноводных новозвксинских (Q_{IVnv}) осадках Черного моря $C_{орг.}$ меньше 3%, тогда как в

каламитско-витязевских ($Q_{IVkl-vt}$) илах – до 20% $C_{орг}$ [Волков, 1984; Нефтегазо-генетические, 1984]. Они сформировались ~7 тыс. лет назад в результате лавинной седиментации отмиравшего пресноводного и морского планктона при прорыве морских вод в Новоевксинское озеро, что может быть актуалистическим примером захоронения аллохтонных ОВ в зонах смешения вод эвапоритовых бассейнов.

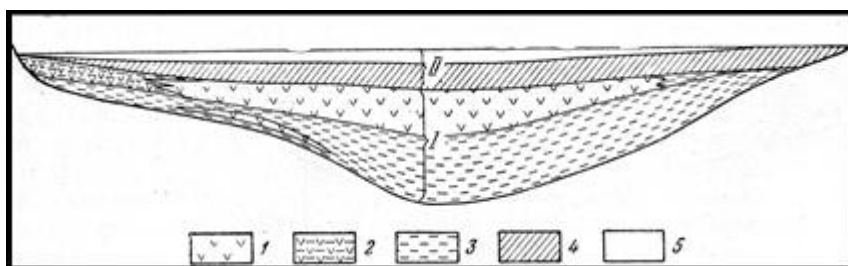


Рис. 23. Строение отложений оз. Саки. Стадия I (1 – галит; 2 – галит загрязненный, 3 – глины); стадия II (4 – пелоиды (глины); 5 – рапа) (по [Страхов, 1962])

Ритмичность осадконакопления специфический и обязательный признак аридной седиментации. Смена садки солей в периоды аридизации климата биогенным осадконакоплением пелоидов при увлажнении зависит от размеров водоемов. Небольшие озера Казахстана и Зап. Сибири оказываются чувствительными к «внутривековым» (19-21...45-47 лет) циклам [Страхов, 1962], а в оз. Саки (Крым) 3-х метровый слой пелоида непрерывно откладывался на протяжении 2400 лет [Воронихин, 1953]. Стадийность накопления осадков, богатых ОВ, ниже и выше соленосной толщи (рис. 23) объясняет существование не только Трансильванского НГБ, где газ сконцентрирован в надсолевой толще (см. [Высоцкий, Кучерук, 1973]), но и приуроченность нефтегазовых скоплений к регрессивным циклам и начальным стадиям трансгрессий (см. [Успенская, 1972; Баженова, 1985]). Связь нефтегазоносности свит (P_1-N_2) с лагунными условиями и накоплением карбонатов на Скифско-Туранской, Западноевропейской, Русской и Северо-Американской платформах [Успенская, 1972] является одним из многочисленных подтверждений защищаемой гипотезы, поскольку морским карбонатным осадкам свойственны мизерные значения ОВ (см. табл. 8). Указанным критериям полностью отвечают, по меньшей мере, Задонско-Елецкий (межсолевой) нефтеносный горизонт Припятского прогиба (девон) и вертикальная приуроченность нефти и газа на структуре Кортемагиоре, сформировавшейся в конце тортона – верхнем миоцене [Лонг и др., 1972], т.е. на предэвапоритовой стадии мессина [Чумаков, 2000]. Поскольку эти случаи можно попытаться объяснить миграцией УВ и УВГ, рассмотрим генезис сланцев, в сингенетичности которых трудно усомниться.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЭВАПОРИТОВЫХ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ

Наличие в разрезе осадочного бассейна «черных» сланцев считается одним из признаков его потенциальной нефтеносности, а вопрос их генезиса естественно ставится в один ряд с решением проблемы нефтеобразования [Вассоевич, 1972; Соколов, 1972].

Сланцы в донных отложениях эвапоритовых палеобассейнов. Юрезанские горючие сланцы (синская свита, Якутия) формировались на начальных стадиях осолонения лагунного водоема (рис. 24А). Обогащение отложений ОВ ($C_{орг.}=1.31\%$) отмечено в зоне чрезвычайно бедного морского донного биоценоза (3-4 скелетных формы против 12 в фациях «нормально» соленого моря). Оно было связано с приносом **аллохтонного** материала из осолоненной части лагуны и маркировалось красно-бурыми просвечивающими пленками ($R=0.2-0.65$ мм) и «спорами». Битумные сланцы ($C_{орг.}=3-4.75\%$) накапливались при сокращении потока обломочного материала (рис. 24Б). Образование собственно горючих сланцев ($C_{орг.}=5.21-14.74\%$), *связанных с породами, в которых отмечается доломитизация*, происходило при накоплении автохтонных планктогенных ОВ, преимущественно водорослевого генезиса, в зонах без морской донной фауны и флоры. Их формирование маркировалось резким возрастанием количества органических пленок и «прожилок», а в некоторых случаях и «спор».

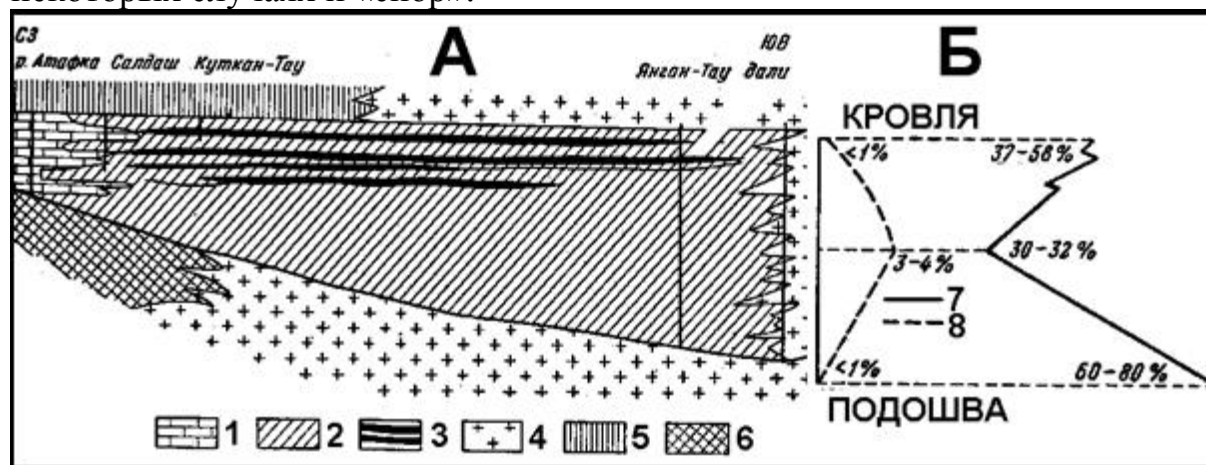
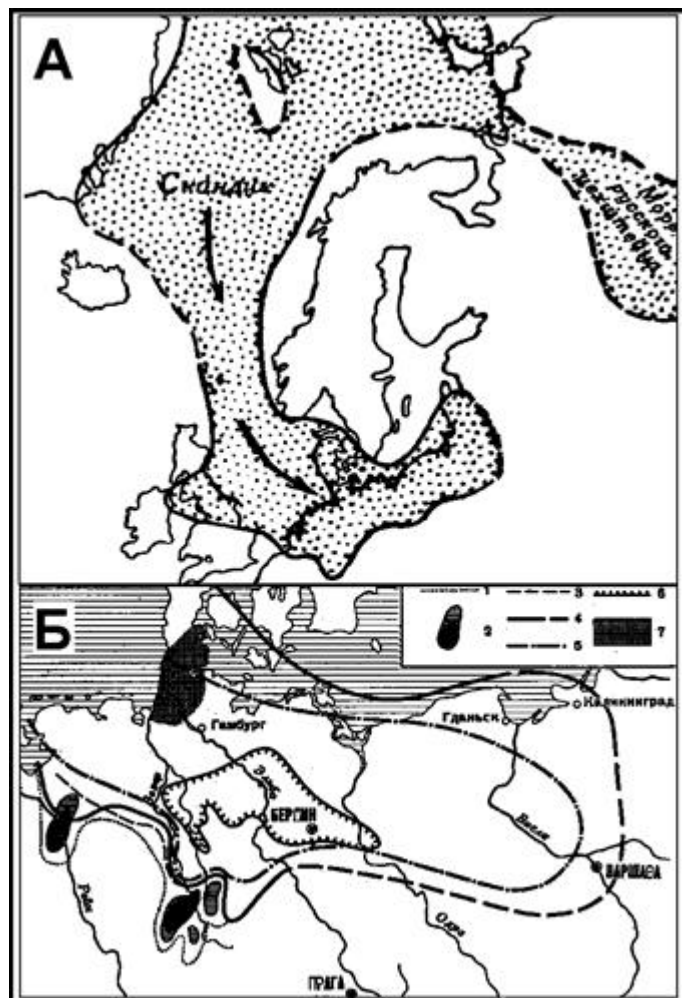


Рис. 24. Строение (А) и условия накопления (Б) юрезанских горючих сланцев (по [Страхов, 1962]): 1 – темные органогенные известняки; 2 – битуминозные мергели с прослоями глин и известняков; 3 – горючие сланцы; 4 – песчано-глинистые отложения флишевого типа; 5 – мергели таймеевской свиты; 6 – перекристаллизованные известняки с *Productus cora*; 7 – обломочный материал; 8 – ОВ

Рис. 25. Палеогеография Цехштейнского моря и относительное положение соленакпления в Северо-Германской впадине (1, 3 – южная и северная граница формации Верра (Z_1); 2 – распространение галита и калийных солей; 4, 5 – распространение галита и калийных солей страссфуртской формации (Z_2); 6 – распространение калийных солей формации Ридель (Z_3); 7 – галиты в красном лежне (P_1) (по [Страхов, 1962])



В отложениях пермского Цехштейнского эвапоритового бассейна (P_1 - P_2 , Германия) (рис. 25) выделены пять галогенных формаций (Z_1 - Z_4), характеризующихся развитием эвапоритообразования от глин до калийных солей с ангидритами. На периферии мансфельского медисто-сланцевого бассейна черно-цветные меднистые сланцы (0.4 м) перекрыты известняками, а изменение C_{org} (от 10 до 2 (0.45)%) находится в обратной зависимости от количества $CaCO_3$. Медистый сланец (0.5 м) мелководной формации Верра (Z_1) также перекрывается известняком (8 м), а выше ангидритовой породой. Если оценить скорость накопления меднистых сланцев не показателями шельфовых морей (0.02-0.03 мм/год) [Страхов, 1962], а лагун (1.0-2.0 мм/год), то время их отложения, с учетом уплотнения осадка, составит 300-700 лет. В центре глубоководной страссфуртской формации (Z_2), под базальным ангидритом, отмечается развитие пахучего битуминозного доломита мощностью 4-10 м (рис. 26А). Битуминозные разности доломита и ангидрита пространственно почти совпадают и закономерно охватывают большие площади, чем предшествующий палеобассейн. Аналогичная картина наблюдается выше по разрезу (Z_3 - Z_4), но отложению ангидрита предшествуют глинистые и доломитовые осадки, обедненные ОВ. Между тем, сингенетичные месторождения нефти и газа характерны не только страссфуртской формации (рис. 26Б), но и всем **карбонатным**

межсолевым горизонтам [Мюллер, Вингольц, 1972]. Т.о. накопление ОВ в эвапоритовых осадках до стадии горючих сланцев и нефти оказывается чувствительным к минерализации воды и происходит при солености выше 53‰ до начала садки ангидритов.

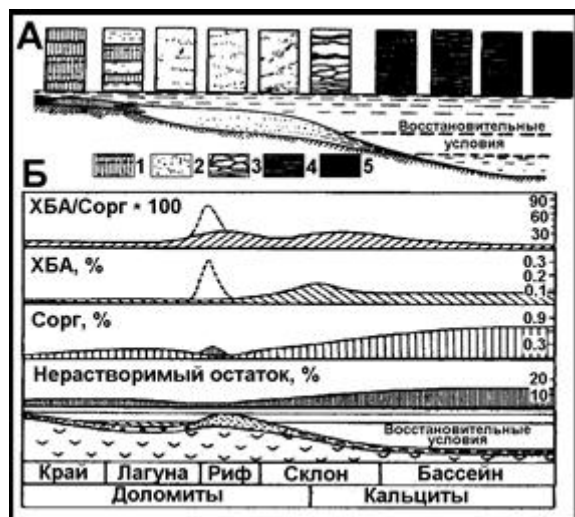


Рис. 26. Сланцы (А) и нефть (Б) в межсолевом комплексе страссфуртской формации (Z_2) (по [Страхов, 1962; Мюллер, Вингольц, 1972]): 1 – доломиты; 2 – ангидриты массивные, 3 – ангидриты узловые; 4 – ангидриты слоистые; 5 – пахучий сланец

Закономерно, что в пермских эвапоритовых бассейнах Русской платформы также проходило формирование нефтематеринских отложений, а только на севере

Мелекесской дерессии накопилось 18×10^9 т битумов [Лебедев и др., 1972]. Аналогичные закономерности осадконакопления были свойственны и Тимано-Печорскому осадочному бассейну (рис. 27).



Рис. 27. Геологический разрез отложений Тимано-Печорского позднедевонско-раннекаменноугольного бассейна (по [Парыгина и др., 1989]): 1 - водорослевые известняки; 2 - доломиты; 3 - битуминозные известняки; 4 - гипсы; 5 - обломочные известняки; 6 - ангидриты; 7 - глины; 8 - глинистые известняки; 9 - мергели; 10 – известняки

В качестве более масштабного примера можно привести историю формирования осадочного чехла Атлантического океана (см. рис. 15 и 28), где в течение юры и раннего мела (до K_{1al} включительно) в условиях эвапоритовых бассейнов формировались «черные» сланцы и нефтематеринские породы. С началом отложения глубоководных океанических осадков в позднем мелу (K_{2c} - K_{2cn}) [Конюхов, 1985; Тимофеев и др., 1985] их накопление, за пределами Мексиканского залива, Карибского и Средиземного морей, закономерно прекратилось. Аналогичные процессы привели к прекращению формирования нефтематеринских пород Мозамбикского пролива [Тимофеев и др., 1985],

тогда как в Персидском заливе и Красном море они отлагались и в неогене.

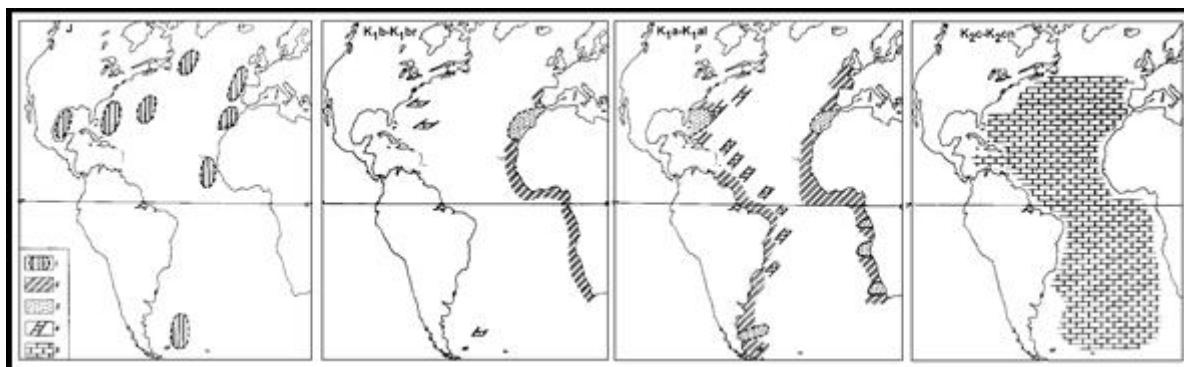
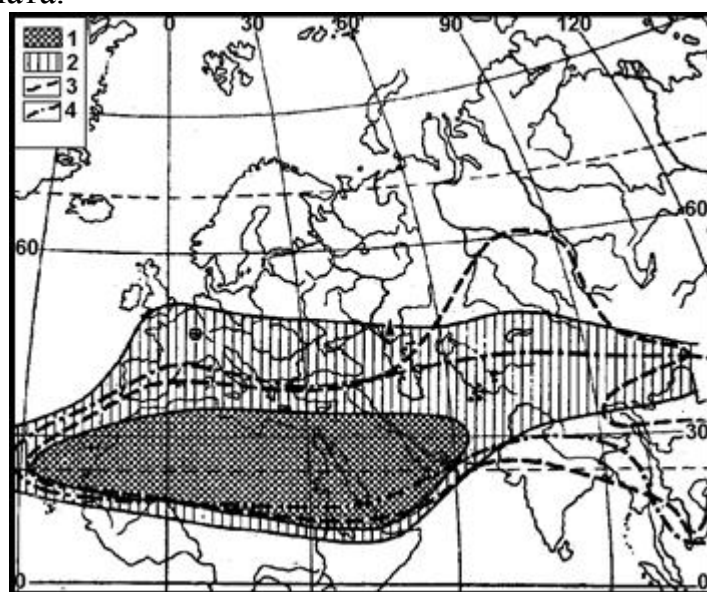


Рис. 28. Развитие осадочного чехла Атлантики с юры по поздний мел (по [Тимофеев и др., 1985]), макрофации: 1 – осолоняющихся водоемов; 2 – заливов и лагун; 3 – мелководного моря; 4 – океанического глубоководья

Особенности ранних стадий аридного осадконакопления. Одним из палеобассейнов, где галогенез не достигал высших стадий, является Западно-Сибирский НГБ. Одной из самых обогащенных ОВ ($C_{орг.}$ исходное $\sim 10.6\%$; остаточное $\sim 4.96\%$) в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты является баженовская свита [Филина и др., 1984]. По мнению различных авторов, условия формирования битуминозно-глинистых отложений баженовской свиты были «нормально морские» [Филина и др., 1984] или «солонатоводные» [Белкин, 1986]. Однако, комплекс геохимических, палеогеографических, палеоклиматических и палеонтологических данных свидетельствует о формировании аргиллитов баженовской свиты в обширном заливе морского типа с *повышенной соленостью* в период максимальной аридизации климата.

Рис. 29. Изменение аридных областей в юре и мелу (по [Страхов, 1962]): 1 – аридные области J_1 и J_2 ; 2 – прирост в J_3 ; 3 – границы в K_1 ; 4 – границы в K_2

Существенное увеличение площади аридных зон Северного полушария произошло от средней юры (J_2) к раннему мелу (K_1) (рис. 29). В это время, по крайней мере, в восточной части



Паратетис происходит интенсивное накопление эвапоритовых осадков (рис. 30В), которые, например, в Прикаспийской низменности и Южно-Тургайской синеклизе (т.е. на юго-западной границе Западной Сибири), являются нефтегазоносными (рис. 30 А, Б).

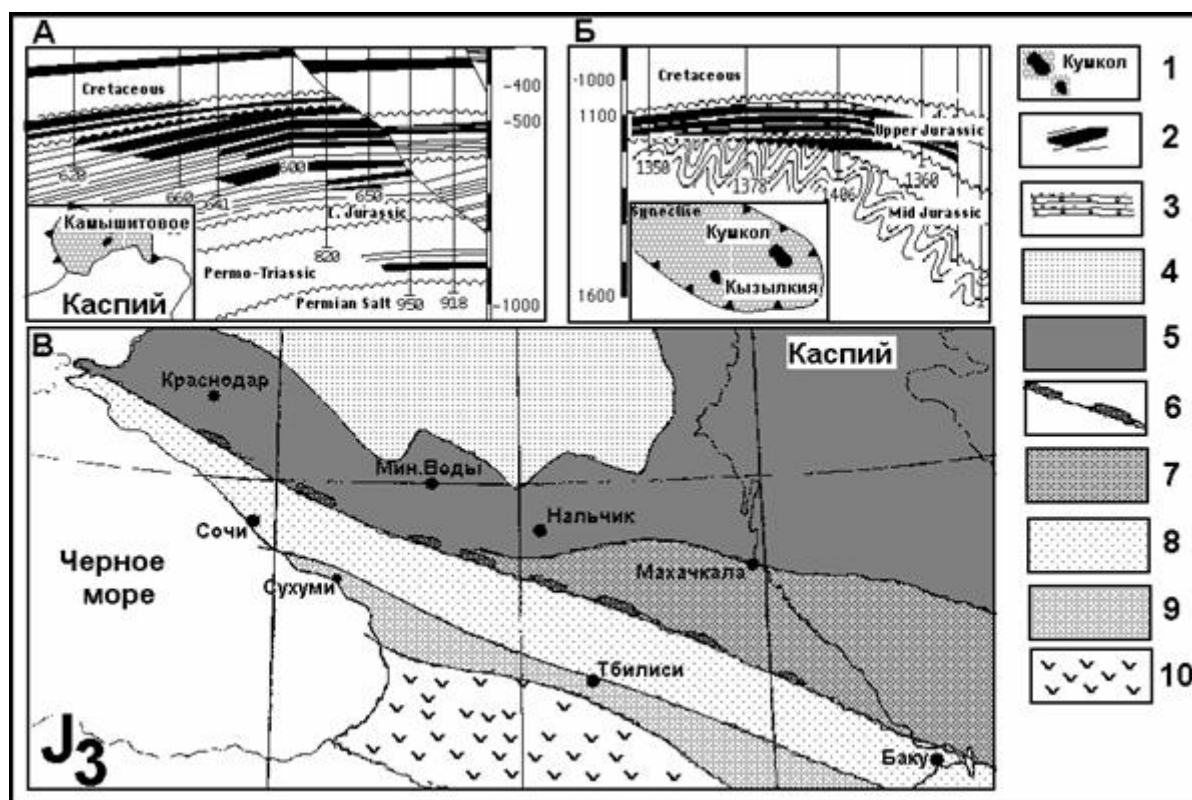


Рис. 30. Палеогеографическая обстановка верхней юры в Предкавказье (В) и нефтегазоносность юрских отложений Казахстана (А, Б) (по информационным ресурсам Интернет): 1 – месторождения: А – Прикаспийская низменность; Б – Южно-Тургайская синеклиза; 2 – нефть; 3 – газ; 4 – суша; 5 – эвапориты; 6 – рифы; 7 – карбонатная платформа; 8 – флиш; 9 – песчано-глинистая платформа; 10 – вулканический пояс

Аридизация климата находит отражение и в материалах по Западной Сибири. Так, в байосском (J_2b) веке отмечено формирование угленосных отложений, а от бата (J_2bt) до кимериджа (J_2km) зафиксировано прогрессирующее увеличение разнообразия ксерофитной флоры и прекращение угленакопления от оксфорда (J_3o) к кимериджу [Корж, 1978; Филина и др., 1984]. В баженовских отложениях остатки спор и пыльцы наземных растений либо немногочисленны, либо отсутствуют [Ровнина, 1986], что фиксирует аридный максимум. Высокие ($21.4-21.6^{\circ}C$) температуры в начале волжского века (по изотопии ростров белемнитов) и снижение температур на границе с валанжином до $15.8^{\circ}C$ показывают, что накопление баженовской свиты могло прекратиться при уменьшении

испарения. Аналогичные процессы происходили и в предшествующее время. В верхневасюганской подсвите основные залежи нефти и газа приурочены к трем пачкам: над-, меж- и подугольной.

Отличия Западно-Сибирского седиментационного бассейна от «классических» эвапоритовых эпиконтинентальных морей были предопределены морфометрией бассейна и пролива, не допускавших развитие галогенеза до высших стадий. Сравнивая различия галогенеза в Цехштейнском (P_1 - P_2) и Казанском (P_2) бассейнах (см. рис. 21, 25), имевших единый источник питания и расположенных в одной и той же аридной зоне, Н.М. Страхов[1962] объяснял небольшое накопление галита в последнем интенсивной связью с океаном через *широкий и глубокий пролив*. Напротив, развитие высших стадий галогенеза в узком Рейнском грабене, нефтегазоносность которого связана с эвапоритовыми осадками [Hypersaline ..., 1985], проходило скорее в семиаридных условиях [Страхов, 1962]. Аналогичным образом характеризуются климатические условия европейского побережья Мессинского эвапоритового бассейна [Чумаков, 1996]. В современных лагунах Персидского залива и Австралии, полностью отделенных от Мирового океана, доломитообразование сопровождается садкой гипсов. В противоположность этому в надприливных отложениях островов Карибского бассейна и Флоридском заливе доломиты ассоциируются только со строматолитами [Справочник ..., 1983] цианобактериального происхождения.

Глубина пролива, как и самого «баженовского» бассейна, увеличивалась в западном направлении. Основной перенос *поверхностных морских вод* проходил, вероятнее всего, в юго-западном направлении. Севернее линии от современного Туруханска – Ванзевата (Салехарда) удобно выделить «транзитную зону», совпадающую с северной и переходной зонами, определенными О.В. Сидоренко с соавт. [1986]. Во внутренней части существовала халистатическая зона с повышенной продуктивностью и соленостью. Подобные явления отмечались и в «классических» эвапоритовых бассейнах, где галогенез достигал высшего развития преимущественно в халистазах (см. [Страхов, 1962]). Т.о. формирование собственно баженовской свиты, окруженной небитуминозными аналогами, еще раз подтверждает известные закономерности.

Отток осолоненных вод с повышенной плотностью и высоким содержанием ОВ проходил в придонном слое пролива в северном направлении. Это маркируется битуминозными аргиллитами с уменьшением концентраций ОВ. Основная часть речного стока поступала в восточную и юго-восточную части бассейна, на что указывают значительные площади, занимаемые небитуминозными максимоярской,

марьяновской и особенно яновстанской свитами (см. [Филина и др., 1984, рис. 14]). Опреснение восточной части палеобассейна находит отражение в приуроченности основных нефтяных месторождений и перспективных площадей к северо-западному сектору халистазы (рис. 31). Оценка нефтеносности транзитной зоны, выполненная различными методами [Завьялов, Кукушкина, 1986; Сидоренко и др., 1986], закономерно невысока. Чаще всего в ней отмечают «сухие» скважины и лишь изредка были получены притоки нефти менее 2 м³/сут [Аксенов и др., 1986].

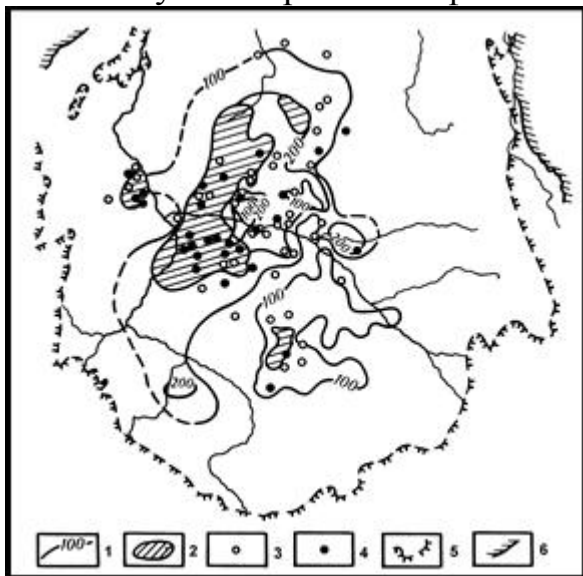


Рис. 31. Перспективы нефтеносности баженовской свиты (по [Зубков и др., 1986]): 1 – изоомы (Ом*м); 2 – перспективные территории; 3 – сухие скважины; 4 – нефтепроявления и месторождения нефти; 5 – распространение отложений волжско-берриасского возраста; 6 – палеозойское обрамление

Заключения о существовании восстановительных условий в период формирования баженовской свиты отличаются лишь деталями (в толще воды или осадка) [Корж, 1978]. Однако сравнение Баженовского палеозалива с Черным и Балтийским морями не имеет никаких оснований. Во-первых, стратификация вод и восстановительные условия в них вызваны избыточным речным стоком, опреснением поверхностных вод и их сбросом через узкие и мелководные проливы. В этих солоноватоводных морях прибрежные зоны заселены организмами, имеющими скелетные образования (моллюсками, ракообразными и т.д.), чего в мелководных аналогах баженовской свиты не наблюдается. Во-вторых, среднегодовые температуры ~21°C соответствуют району тропика Рака. В отдаленном приближении **морфометрическими** аналогами залива могут быть осолоненное до ~47‰ Красное море или Персидский залив, находящиеся в аридной зоне. Однако и там гипоксийные процессы широко не развиваются (см. [Шапоренко, 2000]), а фауна чрезвычайно богата.

Накопление морских осадков, включающих раковины двустворчатых, брюхоногих и головоногих моллюсков, останки ракообразных, в период волжского (J_{3v}) века проходило лишь на северо-востоке бассейна [Корж, 1978], т.е. в районе поступления морских вод. Однако Приенисейскому району *характерно полное отсутствие битуминозных осадков*. На периодические краткосрочные периоды опреснения центральной части

бассейна указывают тонкие прослой раковин двустворок и аммонитов в битуминозных баженовских аргиллитах. Именно в эти периоды могла уменьшаться стратификация вод, как следствие развивались окислительные условия и создавались предпосылки для развития относительно стеногалинных морских организмов. Кроме этого, часть планктонных (радиолярии) и нектонных организмов могли сохранить **посмертную плавучесть** в воде с высокой плотностью. В береговых выбросах эвапоритового залива Кара-Богаз-Гол отмечались трупы рыб и тюленей, которые поступают в него со стоком каспийских вод (см. [Андрусов, 1895]). Раковины *Buchia* (*Bivalvia*) отмечены и в прибрежных, и в глубоководных фациях [Филина и др., 1984]. Они относятся к мелководным обростателям [Бондаренко, Михайлова, 1984] и могли быть занесены в глубоководную зону, например, на сплави́нах водорослей (см. [Тарасов, 1997]).

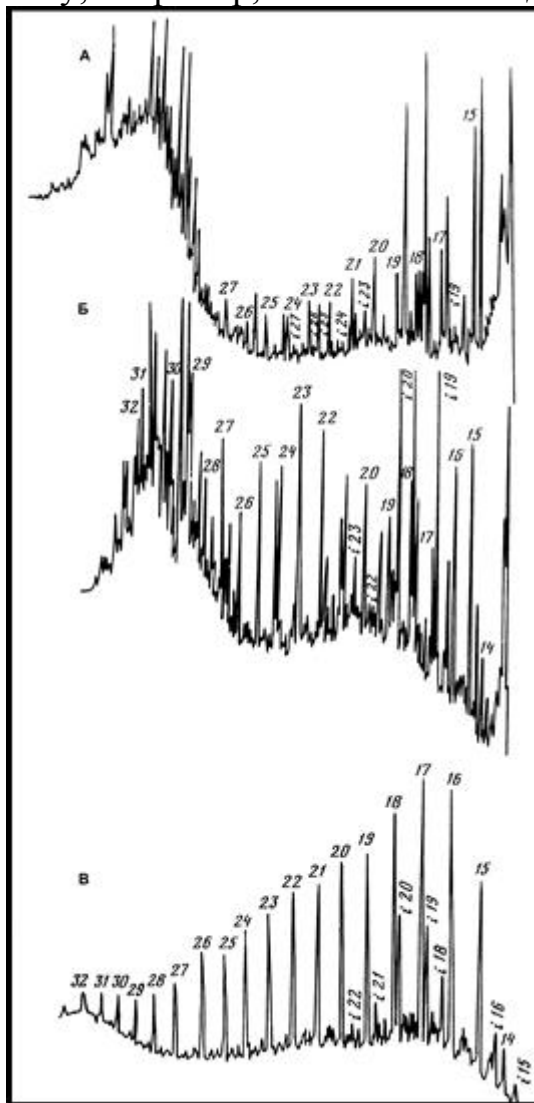


Рис. 32. Углеводороды хлороформных экстрактов кремнистых образований (по [Баженова, Бурлин, 1985]): А – диатомовый ил (Тихий океан, шельф Перу, современные); Б – опока (юго-западный Сахалин, ПК₂-ПК₃); В – глинистый силицит (Салымская площадь, Зап. Сибирь, 2750 м)

В баженовской свите (J_{3v}) не известны остатки ни одного стеногалинного морского таксона, тогда как в аргиллитах кимериджа отмечаются прослой спонгилитов мощностью до 30 см с доминированием (80%) кремнистых спикул губок [Корж, 1978]. Кокколитофори́ды, свойственные баженовской свите, отмечались, например, в палеогеновых сланцах Кавказа, формировавшихся на этапе отложения доломитов [Горленко и др., 1989, 1990], а представители р. *Acanthoica* обитают в пресных водах [Воронихин, 1953]. Население литоральной зоны центральной части бассейна волжского века было столь же бедно, как и глубоководной области, где было вероятно развитие сероводородного заражения. За исключением некоторых фораминифер, двустворок (*Buchia*) и брахиопод (*Lingula*),

останки *донных* организмов в баженовской свите и ее аналогах отсутствуют. Приспособление Foraminifera к широкому диапазону солености проходило в разное время. Эвригалинные *Ammonia* известны с неогена, *Elphidium* – с палеогена, родственные им стеногалинные *Rotalia* – с мела [Бондаренко, Михайлова, 1984]. Поскольку приспособление организмов проходит как к повышенной, так и к пониженной солености, формы, родственные баженовским, заселяют и опресненные морские воды. Раковины *Lingula* (Brachiopoda) отмечаются в доломитах [Страхов, 1962], а рецентные виды живут в эстуариях и выдерживают не только значительные колебания солености, но и недостаток кислорода.

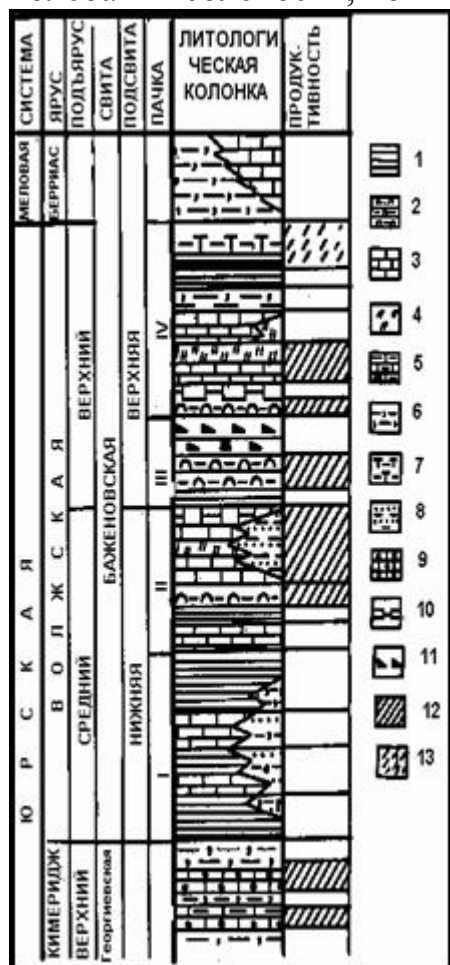


Рис. 33. Разрез баженовской свиты Салымского месторождения (по [Белкин, 1986]): 1 – битуминозные аргиллиты; 2 – аргиллиты с прослоями ракуши; 3 – известняки, в т.ч. доломитизированные; 4 – сицилиты; 5 – мергели; 6 – пятнистые небитуминозные аргиллиты; 7 – аргиллиты с карбонатными конкрециями; 8 – углисто-глинистые алевролиты и песчаники; 9 – вторичные брекчии с базальным карбонатным цементом; 10 – пиритовый слой; 11 – сильно-битуминозные массивные породы; 12 – потенциально продуктивный слой; 13 – редко продуктивный слой

Среди микрофоссилий в бажениках отмечаются «радиолярии», не имеющие сетчатого внутреннего скелета диаметром 0.1-0.2 мм, и «кальциосферы» – 20 мкм [Филина и др., 1984]. Первые, вероятнее всего, являются цистами артемий (см. рис. 5). Вторые могут быть останками цианобактерий. На высокую долю ОВ цианобактерий в остаточном $C_{орг.}$ баженовских пород может указывать также рост 17-метил, 18 α (H)-22,29,30

триснорметилгопана в баженовских нефтях с увеличением температур (см. [Hypersaline ..., 1985; Гордадзе и др., 2000]). Спектр углеводородов глинистого силицита Салымской площади (рис. 32 В) коренным образом отличен от такового в диатомитах и диатомовых илах (рис. 32 А, Б). Впрочем, это подтверждается микропалеонтологическими данными, поскольку остатки диатомовых в баженовских отложениях и их аналогах не зафиксированы [Филина и др., 1984]. В составе таксономически бедного

фоссильного планктона при световом микроскопировании (x600) отмечены предположительно зеленые и перидиниевые водоросли [Ровнина, 1986].

Собственно доломитизированные известняки в баженовской свите формировались в периоды осолонения. На Салымском месторождении они нередко оцениваются как потенциально продуктивные (рис. 33). Массовое образование доломитов могло сдерживаться недостатком Mg в континентальном стоке, а магний морского генезиса мог в значительной степени вовлекаться в биогенный круговорот. На высокую соленость палеоводоема указывают повышение хлорности вещества в закрытых порах баженовской свиты, по сравнению с подстилающими породами [Барс, Селезнева, 1986], традиционно высокие концентрации V, Ni, повышенное содержание бора [Филина и др., 1984] и урана [Ровнина, 1986], накопление которых также приурочено к доломитовой стадии, а содержание бора находится в прямой зависимости от концентрации Mg [Страхов, 1962: 483; Справочник ..., 1983].

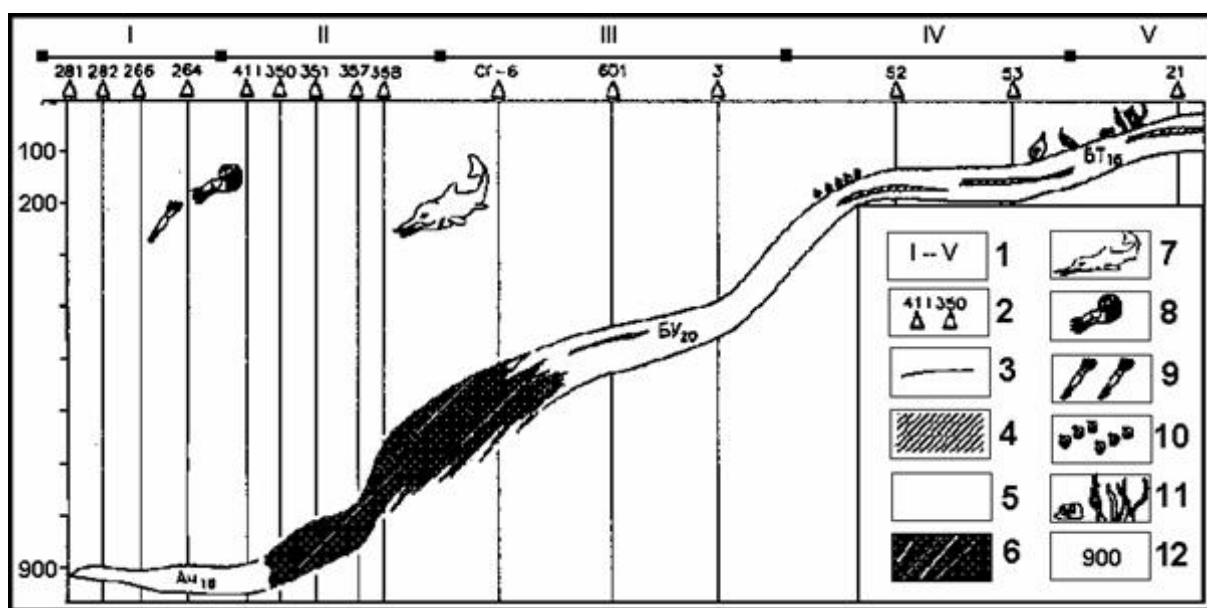


Рис. 34. Палеогеоморфология пласта Ач16 и его аналогов в момент их накопления (по В.Н. Бородин, В.С. Бочкарев (ГИН), ресурсы Интернет): 1 – площади (I – Уренгойская, II – Евяхинская, III – Геологическая, IV – Северо-Часельская, V – Южно-Русская); 2 – номера скважин; 3 – кровля пласта Ач16 и его аналогов; 4 – пески и песчаники; 5 – глины; 6 – переслаивание алевролитов и глин с линзовидными прослоями карбонатов; 7-11 палеобиологические находки (7 – ихтиозавры, 8 – аммониты; 9 – палеокальмары и белемниты, 10 – средне-сублитторальные сообщества донной фауны, 11 – прибрежные сообщества беспозвоночных и водорослей); 12 – палеоглубина бассейна, м

Формирование баженовской свиты при солености, свойственной нижней границе гипергалинных вод (вероятно 53-75 г/л), предопределило

возможность существования достаточно сложной пищевой цепи. В результате этого могла утилизироваться продукция не только вольвоксовых водорослей, но и артемий (эвригалинными рыбами). Циклоническое течение в халистазе способствовало выносу биогенных элементов в краевые (опресненные) части бассейна, где захоронение ОВ проходило в окислительных условиях. Это объясняет не только чрезвычайно низкие скорости осадконакопления свиты, но высокие концентрации азотистых (зоогенных) ОВ в закрытых порах битуминозных аргиллитов (см. [Барс и др., 1986]). Первичное преобразование цианобактериального ОВ в субокислительных условиях, очевидно, протекало по пути изомеризации и образования сланцев (см. ниже). При уплотнении глин вместе с межпоровой водой могла происходить интенсивная эмиграция водорастворимых ОВ [Барс и др., 1986], которые концентрировались не только в баженовских карбонатах, но и мигрировали в соседние свиты. Указанные факторы, низкие значения температур (до $\sim 140^{\circ}\text{C}$), а также гидрофобность баженовских аргиллитов показывают, что процессы нефтеобразования в баженитах могут быть скорее исключением, чем правилом. Оно могло проходить только в глубоководных участках палеобассейнов. Например, аналогичным образом на склонах наиболее глубоких прогибов формировались линзы тонкодисперсных илов (Ач15 и Ач16) ачимовской толщи (рис. 34), перекрывающие битуминозные отложения баженовской свиты. Поэтому не будет преувеличением заключение, что Салымское месторождение в баженовской свите может быть уникальным [Аксенов и др., 1986]. В целом баженовская свита может быть аналогом зон смешения эвапоритовых бассейнов мессинского типа с высокой долей морских ОВ.

МИКРОБИОЛОГИЧЕСКОЕ И БИОХИМИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ

Бактериальное и биохимическое преобразование ОВ начинается при отмирании живых организмов, т.е. в толще воды, и может проходить принципиально различными путями. ОВ осадков в окислительных условиях может полностью окислиться до керогена и углекислоты. В субокислительных и слабовосстановительных условиях из рассеянных ОВ бактерии генерируют углеводородные газы (УВГ), в основном метан (CH_4), частью захоранивающийся в виде газогидратов. В (резко)восстановительных условиях в осадках с концентрированными ОВ образуются низкокипящие углеводороды (УВ), в частности пентан (C_5 ;

+36.6°C) и гексан (C₆; +68.8°C), и относительно небольшое количество УВГ (C₁-C₄) [Жижченко, 1977].

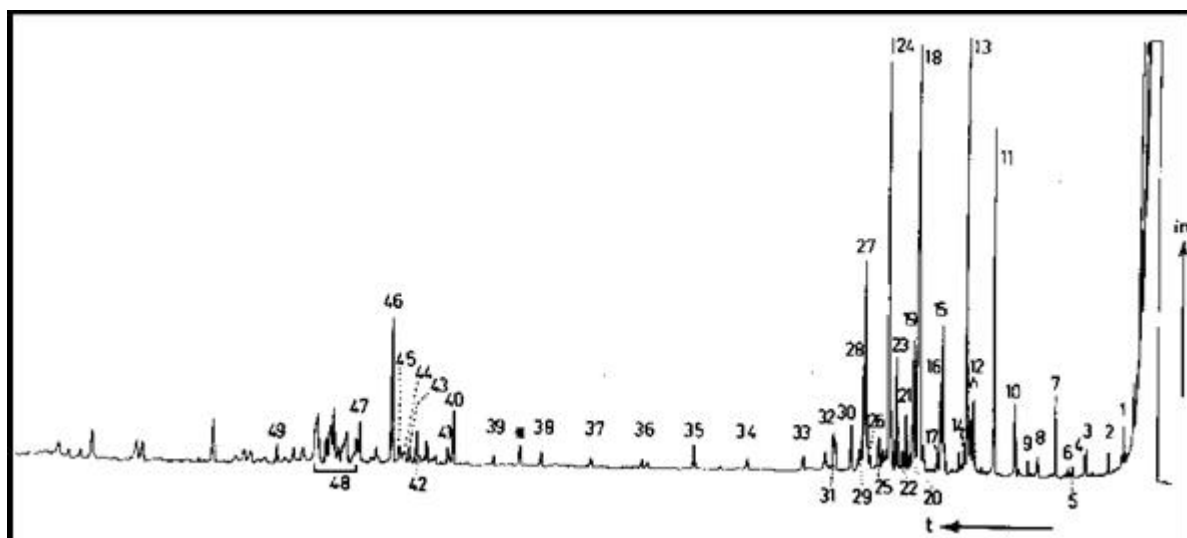


Рис. 35. Углеводороды нижней части цианобактериального мата оз. Gavish Sabha (по [Hypersaline ..., 1985]): 1 -- n-Dodecane; 2 -- n-Tridecane; 3 -- 2,6,10-trimethyldodecatetraene; 4 -- n-Tetradecane; 5 -- Pentadecane (branched); 6 -- Pentadecane (branched); 7 -- n-Pentadecane; 8 -- 8-methylpentadecane; 9 -- 2-methylpentadecane (iso); 10 -- n-Hexadecane; 11 -- 8-methylhexadecane; 12 -- n-Heptadecenes; 13 -- n-Heptadecane; 14 -- 2,6,10,14-tetramethylpentadecane (pristane); 15 -- 6-methylheptadecane; 16 -- 5-methylheptadecane; 17 -- 4-methylheptadecane; 18 -- 6,10-dimethylheptadecane; 19 -- n-Octadecane; 20 -- 2,6,10,14-tetramethylhexadecane (phytane); 21 -- Phytene isomer?; 22 -- Phytene isomer; 23 -- Phytene isomer; 24 -- 8-methylnonadecane 9-methylnonadecane 7-methylnonadecane 6-methylnonadecane; 25 -- Phytadiene isomer; 26 -- Phytadiene isomer; 27 -- 7,10-dimethyloctadecane; 28 -- 6,10-dimethyloctadecane; 29 -- n-Nonadecane; 30 -- Phytadiene isomer Phthalate ester; 31 -- 7-methyleicosane; 32 -- 6-methyleicosane; 33 -- n-Eicosane; 34 -- n-Heneicosane; 35 -- n-Docosane; 36 -- n-Tricosane; 37 -- n-Tetracosane; 38 -- n-Pentacosane; 39 -- n-Hexacosane; 40 -- Alkene: hydrogenated squalene isomer?; 41 -- n-Heptacosane; 42 -- Tetrahydrosqualene; 43 -- Hydrogenated squalene isomer; 44 -- Dihydrosqualene, n-octacosane; 45 -- Dihydrosqualene isomer; 46 -- Squalene; 47 -- n-Nonacosane; 48 -- Mixture of sterenes and steradienes; 49 -- n-Hentriacontane

Доля УВ ряда C₃-C₁₄ в океанических осадках ничтожна, а доминируют в основном твердые УВ (≥C₁₅) [Геодекян и др., 1985]. Только черноморские илы (Q_{IVkl-vt}) отличаются от покрывающих (Q_{IVnv}) и подстилающих (Q_{IVdj}) осадков повышенным (0.0073-0.2302/0.0507%) содержанием битумоидов ХБ(А) и УВ (0.0018-0.0564/0.0139%) [Нефтегазо-генетические ..., 1984].

Образцы современных карбонатных глин оз. Карачи (270 г/л) содержат 10% УВ/C_{орг}, состоящих исключительно из n-алканов и цикланов

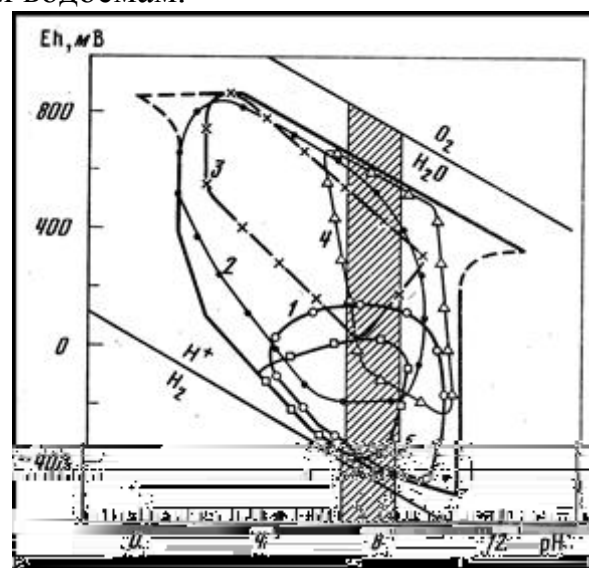
[Селиванов, 1991]. Эвапоритовые отложения Средиземного моря (о. Сардиния, скв. DSDP-134, забой 360 м) и Мексиканского залива (купол Челленджер, скв. DSDP-2, 136 м) содержат высокие концентрации битумоидов, легких УВ и УВГ – **на три порядка выше фоновых** (А.Т.) [Троцюк, 1982: 127]. Это в значительной степени совпадает с оценкой продуцирования липидов морской и эвапоритовой экосистем и их захоронением в осадках. В УВ **мессинских эвапоритов** (современные температуры 40-45°C) отмечено примерно равное соотношение изо- и *n*-алканов, а в спектре УВГ – повышенное (9%) содержание гомологов метана. Т.о. отсутствие признаков накопления диагенетической нефти в изученных бурением разрезах Мирового океана [Троцюк, 1982: 196] является еще одним подтверждением эвапоритовой гипотезы, поскольку даже в составе организмов отмечаются структурные компоненты нефти.

Присутствие стеранов и их УВ (*n*-парафинов и олефинов) отмечено в диатомеях [Баженова, Бурлин, 1985], причем УВ современных диатомовых осадков вполне сравнимы со спектром диатомовых опок, находящихся в зоне ПК₂-ПК₃ (МГУ) с температурой менее 100°C (см. рис. 32). Из нижней части цианобактериального мата оз. Gavish Sabha были детектированы 49 УВ (рис. 35). Это может указывать либо на их биосинтез, либо на значительную скорость первичного преобразования ОВ в рапных водоемах. Судя по термопатии галофитов, их ферменты особенно активны при +1-37°C и разрушаются при +80°C. Ферментативная деструкция биополимеров на 9-13 порядков выше, чем при химических реакциях [Корнеева, 2000], что позволяет объяснить приуроченность части месторождений газа и нефти в сотнях метров под поверхностью за счет биохимического преобразования ОВ. Карбоновые кислоты в нефтях [Севостьянов, 1999] показывают, что они могут быть компонентом НУВ без какого-либо изменения.

Считается, что в системе планктон – осадки Мирового океана уменьшаются главным образом белковые компоненты (в 100-200 раз), а концентрация липидов и углеводов изменяется мало (2-4 и 1.5-2 раза) [Геодекян и др., 1985]. Между тем, морские диатомовые илы содержат мизерные количества ОВ ($C_{орг.}=0.573-0.112$) [Троцюк, 1982], хотя в диатомовых водорослях только **липоиды** занимают от 5 до 38% биомассы [Баженова, Бурлин, 1985]. Избирательное потребление липидов в морской воде связано, вероятнее всего, с нефтеокисляющими бактериями. В морской и речной воде НУВ (и очевидно липиды) за счет бактериального разложения деградируют от нескольких до 150 суток, причем природная популяция морских микроорганизмов в слое воды 1 м способна переработать ~1000 т НУВ/км²/год [Нельсон-Смит, 1976; Артюхова, Носов, 1987]. Это минимум на два порядка выше продукции морских

липидов в километровых толщах воды. Однако неперенным условием существования нефтеокисляющих ценозов являются окислительные условия среды, нехарактерные рапным водоемам.

Рис. 36. Условия существования бактерий (по [Волков, 1984]): 1 – сульфатредуцирующих; 2 – тионовых; 3 – железобактерий; 4 – денитрифицирующих; 5 – гетеротрофных анаэробов



Существование бактериальных ценозов в воде и ДО определяется Eh, pH [Волков, 1984] и соленостью. Величина pH в воде сульфатного класса изменяется от 8.6-7.8 (50-180 г/л) до 7.8-7.1 (180-280 г/л). Eh закономерно снижается от +300 до ~0 mv на границе раздела вода—грунт и достигает -200 mv в поверхностном слое осадка [Страхов, 1962]. Указанные условия благоприятны практически для всех основных групп бактерий морского генезиса, имеющих геохимическое значение (рис. 36). Тем не менее, в рапе 250 г/л микробиологическое разложение ОВ и сульфатредукция приближаются к нулю [Страхов, 1962]. В рапе 220-260 г/л развивается исключительно низкое разнообразие бактериальных форм [Пельш, 1936; Гусев, 1990]. При 100-180 г/л в ДО были отмечены аэробные, анаэробные и сульфатредуцирующие бактерии. Количество (ОЧБ) аэробных бактерий в слое 0-110 см уменьшается с $210 \pm 10 \times 10^6$ до $25 \pm 5 \times 10^6$ /г сырого осадка [Страхов, 1962]. Т.о. аэробное преобразование остатков организмов и фекалий консументов в водной толще и ДО рапных водоемов кратковременно. Серосодержащие белковые соединения минерализуются с участием аэробных бактерий и лучистых грибов [Воронихин, 1953]. При pH 5-9 анаэробы и факультативные гнилостные анаэробы также используют серосодержащие ОВ [Волков, 1984].

Липиды минерализованных (30-100 г/л) пелоидов Тамбуканского озера обладают бактерицидными и бактериостатическими свойствами, которые возможно придают им антибиотики (типа пенициллина), синтезируемые бактериями и плесенями на основе белков [Воронихин, 1953], тогда как химическая деструкция липоидов в пресноводных сапропелях замедляется антиоксидантами [Юрина и др., 1998]. Выраженные бактерицидные и лечебные свойства характерны не только пелоидам рапных лиманов и озер, но и нафталанской нефти ПТ, которая

содержит полициклические УВ, подобные пигментам, стеринам и гормонам. Тамбуканский пелоид сформирован преимущественно донными зелеными водорослями *Rhizoclonium hieroglyphicum*, артемиями и личинками мухи *Ephydra* sp., не отличающимися высоким содержанием липидов, а особенности его состава объясняются бактериальной деструкцией белков. *За счет бактериального преобразования белков при анаэробной деструкции ОВ доля липидов в пелоидах может увеличиваться на порядок по отношению к образующим их организмам.* Это объясняет преобладание липидов в пелоидах других соленых озер (см. [Воронихин, 1953]).

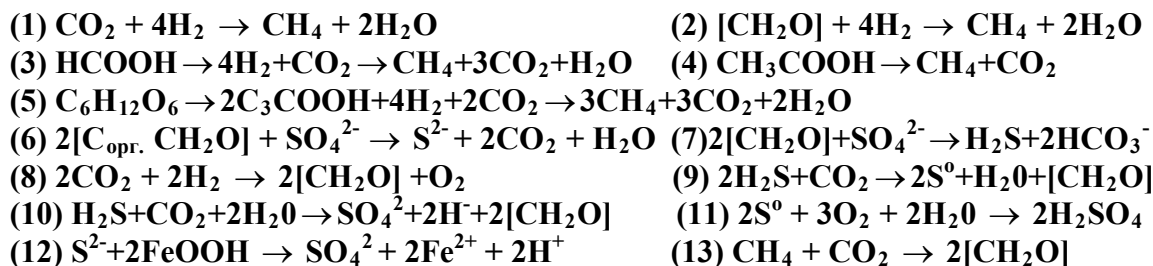
Интенсивность и полнота бактериального преобразования ОВ зависит не только от состава и обилия бактериальных ценозов, но и происхождения ОВ. Основными причинами низкой преобразованности ОВ сланцев, сформировавшихся из донных цианобактериальных матов в фотической зоне эвапоритовых или лагунных палеоводоемов, являются наличие у цианобактерий защитных капсул, прижизненное и посмертное выделение ими токсических веществ, предохраняющее колонии от использования консументами и бактериального разложения. Вследствие этого первичное изменение ОВ шло только путем аутоферментации, а деструкции подверглось только **низкомолекулярное** ОВ, диффундировавшее через плотный и толстый полисахаридный фильтр слизистой капсулы [Горленко, Жмур, 1989; Горленко и др., 1989, 1990]. Основным путем преобразования липидов телоальгинитов при аутоферментации была их полимеризация, свойственная, например, куронгиту и балхашиту [Клесмент и др., 1985]. Необходимо подчеркнуть, что формирование этих сланцев проходило в современных эвапоритовых бассейнах Азии и Австралии. В отличие от клеток вольвоксовых, цианобактерии и в нефтях нередко имеют хорошую сохранность (см. рис. 6-9). Бактериальное преобразование ОВ цианобактерий зависит, вероятно, от их видовой принадлежности. Например, пелоиды Мойнакского озера сформированы почти исключительно бентосной *Chlorogloea sarcinoides*, причем ее бактериальное разложение в бассейнах грязелечебницы занимает 1-3 года [Воронихин, 1953].

В анаэробном разрушении ОВ можно выделить две стадии. На первой гетерогенная группа анаэробных бактерий (первичные анаэробы) подвергает ферментативному гидролизу и брожению белки, липиды и полисахариды с образованием **низших карбоновых кислот**, спиртов, альдегидов, кетонов, CO₂ и H₂ [Волков, 1984]. Все продукты первичного преобразования ОВ, включая низшие карбоновые кислоты, хорошо растворимы в воде. В опытных условиях в бедные ОВ (C_{орг.} 0.02-0.57%) отложения за 14 месяцев мигрировало 7.6-21.8% от исходного количества

($C_{\text{орг.}}$ 7.26-9.8%) в морском растительном детрите. Благодаря этому современные песчаные осадки содержат в 8 раз больше УВ, чем контактирующие с ними органогенные илы. В песках содержится больше нефтеподобных ОВ, чем в глинах, не только на стадии раннего диагенеза [Жижченко, 1959], но в катагенезе [Витенко и др., 1985]. На миграцию растворенных ОВ в современных морских осадках указывает также их повышенное содержание в поверхностных слоях и наддонной воде [Волков, 1984]. Миграция водорастворимых ОВ проходит и в диагенезе, и в катагенезе (см. [Барс и др., 1986]). Так, в аргиллитах баженовской свиты процесс генерации УВ из твердых ОВ сопровождался вытеснением межкапиллярной воды в результате разуплотнения пород при повышении порового давления над геостатическим. При этом миграция водорастворимых ОВ и УВ могла проходить по густой сети трещин преимущественно горизонтального направления [Зубков и др., 1986]. Вероятно, латеральная миграция проходила и при выделении межпоровой воды при дегидратации глинистых пород (см. ниже). В других типах пород и коллекторов могла преобладать вертикальная миграция ОВ. В результате этого концентрации ОВ в открытых порах намного ниже, чем в закрытых. В первых доминируют безазотистые ОВ, а во вторых – азотсодержащие компоненты и нелетучие фенолы [Барс и др., 1986]. Все это позволяет представить генезис нефти без гипотетической стадии образования и миграции микронепти из рассеянного ОВ. Молекулярная нефть, очевидно, может подвергаться более интенсивному химическому и бактериальному окислению, чем ее скопления. Кислород, концентрация которого в выбросах грязевых вулканов достигает 1.7%, может окислить не только H_2S , но и микронепть в подземных водах [Севостьянов, 1999]. Процессы бактериального преобразования УВ в зонах температур до $\sim 85\text{--}110^\circ\text{C}$ могут превалировать над химическими, как это наблюдается в диагенезе.

Метаболиты первичных анаэробов служат субстратом метанобразующим гетеротрофам и хемоавтотрофам (реакция **1-5**) и сульфатредуцирующим бактериям (вторичным анаэробам). При этом сульфатредукция (**6-8**) является основным процессом не только анаэробной минерализации ОВ, но и метаморфизации иловых вод. Бактериальному разложению подвергаются низкомолекулярные карбоновые кислоты, простейшие сахара, спирты, ацетаты, а выделение H_2S происходит только после того, как в осадках *восстановлено все реакционноспособное железо*. Фиксация углекислоты (**8**) энергетически на 2 порядка более выгодна, чем при фотосинтезе. Диффузия газов из ДО в придонную воду и существование на поверхности осадка нейтральных ($\text{Eh} \sim 0$) или слабовосстановительных условий способствует развитию

фотоавтотрофов, а в более глубоководных частях водоемов – хемоавтотрофов (тионовых (10-12) и метаноокисляющих (13) бактерий) [Волков, 1984].



Образующаяся бактериальная масса также захоранивается в осадке. При *испарении воды и увеличении плотности рапы в поровые воды эвапоритовых бассейнов возвращаются растворенные ОБ*, что отличает их от морских осадков, где растворенные ОБ разгружаются в придонную воду. Этим можно объяснить обогащение ОБ от современных ($\text{C}_{\text{орг.}} = 4.6 \dots 14.9 / 8.03\%$) к ископаемым в слое 0-10 см ($\text{C}_{\text{орг.}} = 4.6 \dots 16.1 / 8.43\%$) и 10-100 см ($\text{C}_{\text{орг.}} = 4.2 \dots 20.6 / 13.23\%$) бактериальным матам оз. Solar Lake [Hypersaline ..., 1985: 386]. В результате сложных биохимических реакций разложения ОБ в иловую воду переходят бактериальный CH_4 , органические (C, N, P, J)_{орг.} и минеральные соединения HCO_3^- , NH_4^+ , HPO_4^{2-} , J, CO_2 , H_2S и, а также формируются глины и аутигенные фосфаты. При выведении сульфатов из состава поровых вод увеличиваются *щелочность* и роль (би)карбонат ионов. Образование аутигенных CaCO_3 вновь сдвигает равновесие катионного обмена и способствует продолжению этого процесса. Параллельно этому происходит быстрый катионный обмен с глинами и медленный обмен Mg и Na иловых вод на Ca осадка [Волков, 1984]. Эффективность катионного обмена SO_4^{2-} резко возрастает при росте минерализации с 35 до ~200 г/л [Страхов, 1962]. Сульфатредукция в первых десяти сантиметрах осадков эвапоритового оз. Solar Lake снижается на 1-2 порядка, а в 100 см от поверхности зафиксировано ее практически полное прекращение [Волков, 1984]. Этот этап характеризуется увеличением значений Eh до положительных значений и наблюдается, например, в осадках Сиваша на глубине от 0.5 до 5.0 м. Это, конечно, не означает присутствия кислорода в осадках, но отражает процесс преобразования пирита в гидротроилит ($\text{FeS} + \text{S}^0 = \text{FeS}_2$). Последний на 4 порядка менее растворим, что ведет к уменьшению в растворе ионов, способных легко отдавать электроны [Сташук и др., 1964]. В условиях высоких скоростей накопления осадков первичное преобразование ОБ в

результате сульфатредукции (во время которой *разлагается наиболее лабильное белковое ОВ*) занимает всего 500-2500 лет.

При снижении концентрации SO_4^{2-} основным процессом деструкции ОВ становится метаногенез. Деструкция захороненного в осадках ОВ проходит по этому пути, а сульфатредукция имеет подчиненное значение [Бонч-Осмоловская и др., 1987]. Это соответствует аксиоме о «разобщении» процессов газо- и нефтеобразования и фактам «низкотемпературного» накопления нефти в ряде месторождений [Михайлов, 1999]. Сходство состава эвапоритовых газов и газовых месторождений дают основания считать возможным процесс полного преобразования ОВ в УВГ путем анаэробной бактериальной деструкции. Процессы бактериальной биодеградациии нефти в залежах [Иванов, 1999], принципиально сходные процессы микробиологического и предположительно кинетического фракционирования изотопов углерода в системе Сорг. – CH_4 – нефть (см. рис. 20), делают такое предположение вполне вероятным. Наличие битумов в галите купола Индер свидетельствует, что эти процессы прекращаются в аэробных условиях.

Приуроченность гидрокарбонатно-натриевых вод (с преобладающими ионами Na, Cl, SO_4 , HCO_3 , CO_3 и Ca) к «молодым» НГБ и хлоркальциевых (Na, Cl, Ca, Mg, HCO_3 и CO_3) к «зрелым» [Севостьянов, 1999] является результатом метаморфизации рапы глинистым материалом и сложных обменных процессов в результате микробиальной сульфатредукции и метанобразования, которые очевидно протекают в водах «молодых» НГБ. При этом сульфатредукторы могут потреблять низкомолекулярные ОВ промежуточных этапов метанобразования (реакция 5) или выступать в роли анаэробных бродильщиков.

Изучение современных термофильных анаэробных прокариот показало [Слободкин и др., 1999], что бактерии могли обеспечить не только замкнутый цикл углерода и энергии в первичных экосистемах Земли, но и деструкцию биополимеров при pH 3.0-8.5 и температуре 55~85°C (рис. 37). Отдельные формы метанобразующих бактерий отмечены при 110°C, а их температурный оптимум – 98°C. Сообщества термофильных метаногенов и водород-продуцирующих гипертермофильных археев-бродильщиков могут перерабатывать органические вещества со значительными скоростями. При увеличении pH отмечается уменьшение термофильности бактерий. В слабоминерализованных водах развитие сульфатредукторов в кислой среде отмечается при 73-66°C [Бонч-Осмоловская и др., 1987], а в щелочной – ниже 54°C [Юрков и др., 1991].

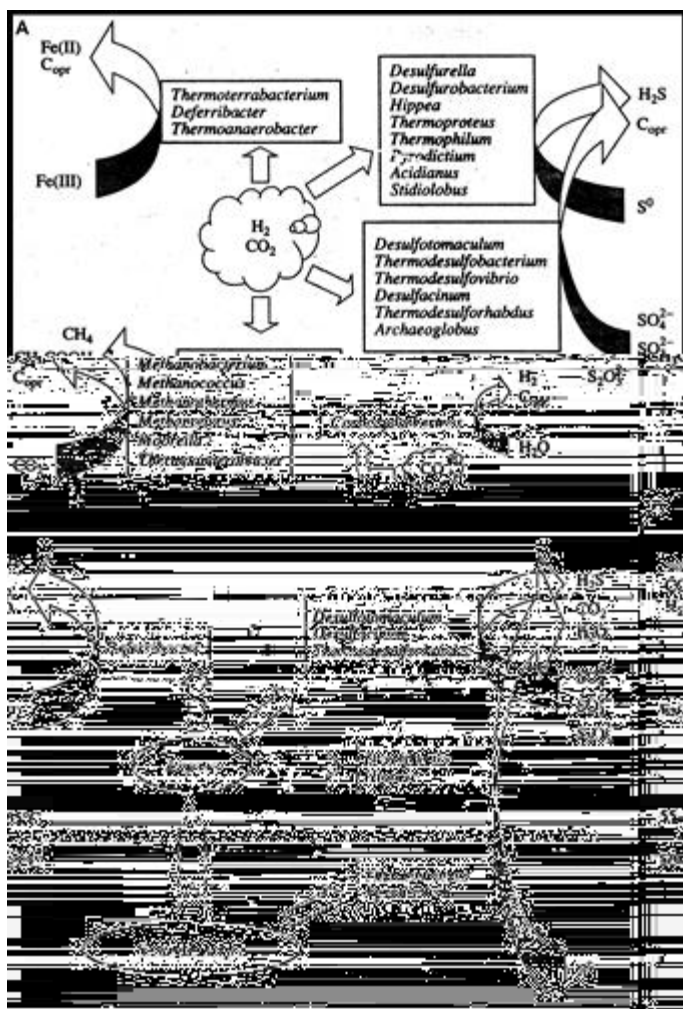


Рис. 37. Продуцирование (А) и деструкция (В) органических веществ термофильными анаэробными прокариотами (по [Слободкин и др., 1999])

Исследование анаэробных бактериальных сообществ гипергалинных вод и нефтяных месторождений скорее исключение, чем правило. Однако обнаруженные в них формы функционально не отличаются от других местообитаний, а бактериальные сообщества гидротермальных систем существуют в рассолах 10-500 г/л [Слободкин и др., 1999]. Среди термофильных метаногенов пластовых вод нефтяных месторождений в настоящее время известны только представители родов,

выделенные из других биотопов. Отдельные виды сульфатредукторов способны существовать в глубоководных желобах при давлении до 1000 атм. [Волков, 1984], а некоторые анаэробы существуют в морских гидротермах срединно-океанических хребтов [Слободкин и др., 1999]. Это позволяет надеяться, что анаэробные прокариоты способны существовать в широком термобарическом градиенте. Можно ожидать не просто переживание бактериями неблагоприятных условий в верхней части осадочных чехлов, но и их адаптацию к ним, подобно тому, как происходило приспособление предков галофитов к жизни в эвапоритовых бассейнах.

ТЕРМОБАРИЧЕСКОЕ И ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ

Основным фактором преобразования ОВ в нефть и газ считается температура. Сапропелиты менее термостойки, чем гумолиты, а состав продуктов их термодеструкции резко различается (табл. 9).

Таблица. 9. Состав продуктов полукоксования (по [Бухаркина, Дигуров, 1998])

Исходное вещество	Состав, % на сухое вещество (при 500-550°C)			
	Полукок	Первичная смола+газ	Вода	Начало деструкции, °C
Балхашит	10	66+16=82	8	140-150
Горючий сланец	25	56+12=68	7	180-190
Торф	47	13+21=34	19	100
Бурый уголь	65	12+15=27	8	160-200
Каменный уголь	81	9+6=15	4	200-300

Катагенез телоальгинитов. Использование балхашита в качестве природной модели гидротермального разложения (500°C; 300 Мпа) керогена полимерлипидного типа [Рокосов, 2000] является лишь повторением работ Н.Д. Зелинского, который назвал смесь его УВ «искусственной нефтью». Субаэральный генезис и окислительные условия формирования отличают балхашит от сапропелитов субаквального происхождения преобладанием трудноразлагаемых веществ [Воронихин, 1953; Клесмент и др., 1985]. Это делает балхашит и другие телоальгиниты крайне «неудобными» гипотетическими объектами нефтеобразования. Например, термодеструкция сланцев при 190°C и атмосферном давлении приводит к образованию *нескольких процентов* УВГ и битуминозных веществ от ОВ [Соколов, 1972]. В осадочных породах температуры выше 350°C могут возникать только при контакте их с лавовыми массами [Севостьянов, 1999], тогда как заметные запасы нефти отмечены в диапазоне температур 50-200°C [Аммосов и др., 1987]. Увеличение УВ в битумоиде из ПТ Зап. Туркмении отмечалось при пластовом давлении 200-300 атм. и температуре <70°C. При 500 атм. и 70-90°C эти процессы замедлялись и вновь интенсифицировались только при увеличении температуры [Калугина, Глебовская, 1985].

Преобразование ОВ в термобарических полях недр зависит от их состава. По реакционной способности альгинит уступает витриниту, а

степень его преобразованности, при прочих равных условиях, будет выше. Поэтому проведение каких-либо общих границ диагенеза и катагенеза будет не корректно [Аммосов и др., 1987]. В выбросах грязевых вулканов Черного и Средиземного морей доминирует (~56-68% случаев) кероген III высших наземных растений. Кероген I, связанный с водорослевыми липидами, практически отсутствует (0 и ~2%) [Иванов, 1999], что указывает на его полную преобразованность. Деструкция липидов тамбуканских пелоидов начинается при 50°C, как и ВНЖК галофитных водорослей. Пробоподготовка насыщенных, моноеновых и полиеновых карбоновых кислот континентальных артемий проводилась при 100°C, а их деструкция – ~210°C, [Шершов и др., 1988; Федоров, 1988]. *Указанный температурный диапазон полностью соответствует термическим условиям существования нефтяных месторождений.* Исходя из биохимических свойств липидов, можно предположить, что исходные количества ОВ в нефтематеринских породах мессинского типа могут существенно снижаться даже при температурах до 100°C. В отложениях балаханского типа, а также в палеоустьевых пространствах НГБ мессинского, в зоне 190-200°C может присутствовать значительное количество гуминовых ОВ или геополимеров.

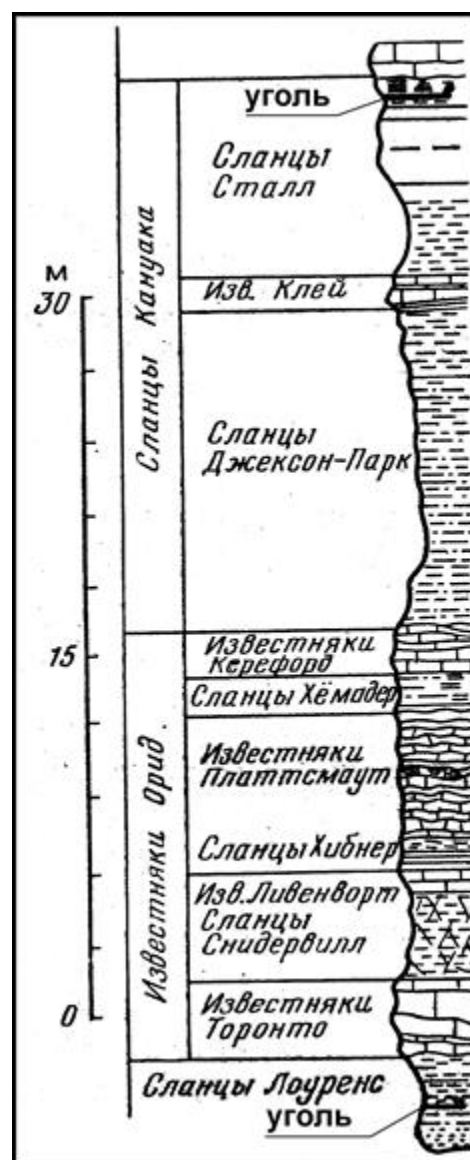
Термодеструкция преобразованных органических веществ. Хотя основным источником тепла является глубинный тепловой поток, в изменении ОВ можно выделить два основных этапа – экзотермический и эндотермический. Первый связан с выделением тепла при бактериальном брожении и химических окислительно-восстановительных процессах. При эндотермическом преобразовании изменения ОВ происходят под действием тепла недр и тесно связаны с глубиной погружения осадка или процессами, происходящими в литосфере [Аммосов и др., 1987]. Единственным надежным «термометром», который фиксирует значения (палео)температур, является отражательная способность (R_o) витринита в остатках высших наземных растений. В нефтематеринских породах остатки наземной флоры залегают мелкими линзами, *а углеподобный материал в отложениях НГБ образовался вне торфяников* [Аммосов и др., 1987], что характерно аридному типу литогенеза (см. [Страхов, 1962]). Собственно *обратная зависимость распределения нефтегазоносности от развития терригенно-угленосных толщ и прямая от карбонатных являются* не подтверждением магматической гипотезы [Севостьянов, 1999], а *отражением смены гумидного осадконакопления на аридный* (рис. 38).

Естественно, что ни одно из условий седиментогенеза и диагенеза останков наземной флоры в болотах, которые привели к формированию витринита угольных месторождений (полная водонасыщенность осадка,

минимальные горизонтальные перемещения и контакты с сапропелем [Аммосов и др., 1987]), в аридном климате не соблюдается. Исходный материал витринита НГБ в лучшем случае принесен рекой из гумидной зоны, а в худшем – ливневым стоком с аридного водосбора и захоронен в осадках, богатых сапропелитовым ОВ.

Рис. 38. Сланцы и угли в пенсильванских породах штата Канзас (США) (по [Справочник ..., 1983])

Однако изучение влияния литотипов вмещающих пород на изменение $R_o = \pm 0.2$ показало, что измерения сопоставимы с «угольными» в песчаниках (95.2% случаев), аргиллитах (93.1%) и алевролитах (92.5%). Только в 4.8-7.5% случаях от угля к песчанику, алевролиту и аргиллиту отмечается преимущественно завышение $R_o = 0.3-0.6$ [Аммосов и др., 1987]. Витринит угольных месторождений практически не отражает ($R_o = \pm 0.08\%$) динамические воздействия с амплитудой по вертикали до 200 м. Повышение температуры при внедрении в угольный пласт долеритов (1150-1250°C) мощностью ~150 м сколь-нибудь ощутимо в 250-350 м. Аналогичные



исследования в НГБ показали, что повышение палеотемператур в районах интрузий охватывает зоны примерно в 3 раза большие, чем диаметр потока лавы, а нефтяные залежи в областях повышения температур $>200^\circ\text{C}$ отсутствуют [Аммосов и др., 1987]. Т.о. витринит оказывается прекрасным инструментом для измерения палеотемпературных условий недр, а магматические процессы имеют скорее деструктивное значение.

Исходя из вышеизложенного и принимая во внимание различные термины и обозначения зон катагенеза [Справочник ..., 1983], я буду использовать витринитовую шкалу ИГиРГИ [Аммосов и др., 1987], учитывая невозможность экстраполяции кривых $<R_o = 0.4-0.5$ в область температур $<100^\circ\text{C}$ и $R_o > 1.29$ – $>200^\circ\text{C}$. Особо отмечу несопоставимость гипотетической эндотермической генерации УВ и УВГ из сапропелитовых ОВ с фактическими запасами нефти и газа (табл. 10).

Таблица 10. Сравнение гипотетической (по [Троцюк, 1982]) и фактической нефтегазоносности температурных зон (по [Аммосов и др., 1987])

Зона	Ro	Температура оС		Гипотетическая генерация УВ/УВГ, C _{орг}	Промышленные запасы	
		Палео	В НГБ		Нефть	Газ
Е	<0.33	?	?	?	Как правило, не содержат	
D	0.33-1.29	<100-200	<100	До 1.7/2.4%	При наличии хороших ловушек	
			100-125	6.1/3.6%	Основные	Крупные
			125-150	10.7/4.0%		
			150-175	11.9/4.2%	Присутствуют	Главные
			175-200	12.2/12.7%	Небольшие	Значительные
C	>1.30	>200	?	Из гумолитов	Редкие	

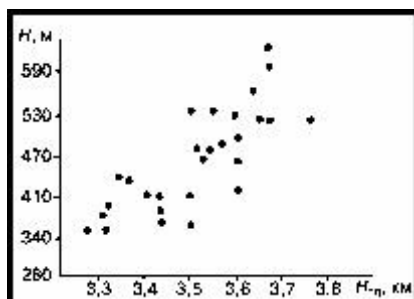


Рис. 39. Зависимость мощности мерзлой толщи суглинистых поверхностных отложений от глубины залегания отражающей границы триас-пермь на Мастахском газоконденсатном месторождении (Вилуйская синеклиза, Якутия) (по [Якупов, 1997])

Тепловой поток над месторождениями углеводородов настолько интенсивен, что приводит к сокращению слоя вечной мерзлоты на сотни метров (рис. 39), а в умеренных областях фиксируется на поверхности (рис. 40).

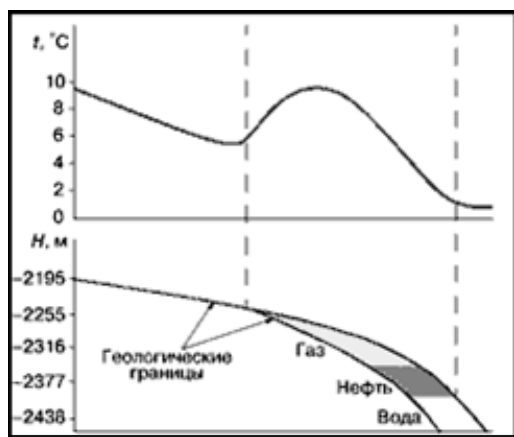


Рис. 40. Температура на глубине 1.4 м по профилю через нефтегазовое месторождение Black Lake (Луизиана, США) (по [Якупов, 1997])

Несогласия (+20-55°C) палеотемператур в разновозрастных отложениях НГБ, которые в диапазоне Ro=0.5-1.29 составляют 100% (см. [Аммосов и др., 1987: табл. 16]), обычно объясняют уменьшением теплового потока со временем (рис. 41). Подобные (+12-40°C) отклонения температур наблюдаются в средней части осадочных чехлов НГБ (рис. 42). Они зафиксированы в баженовской и тюменской свитах, в НГБ Аляски, Техаса, Алжира и других районах.

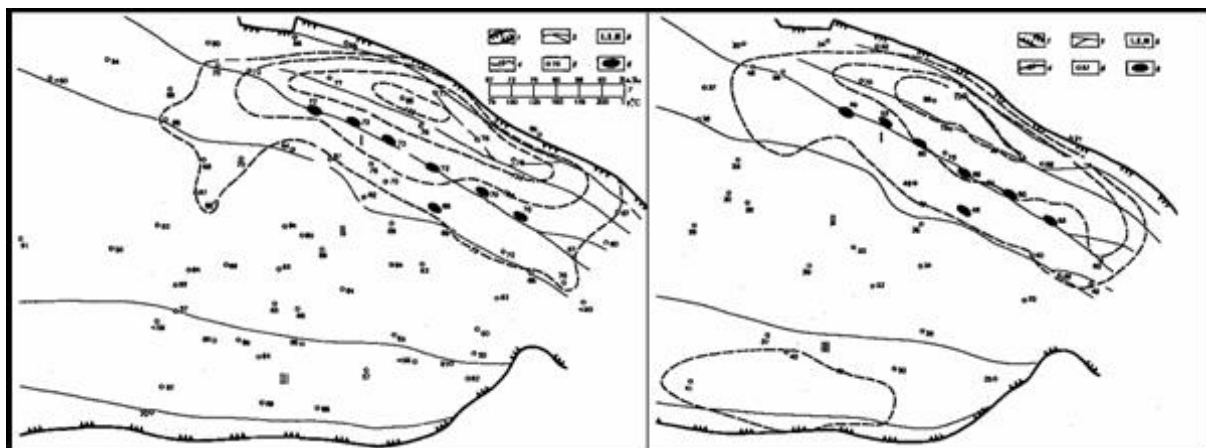


Рис. 41. Максимальные палеотемпературы и современные термические условия по кровле межслоевого комплекса девонских отложений Припятской впадины (по [Аммосов и др., 1987]): 1, 2 – разломы; 3 – структурные зоны; 4 – (палео)изотермы; 5 – Ra; 6 – нефтяные залежи

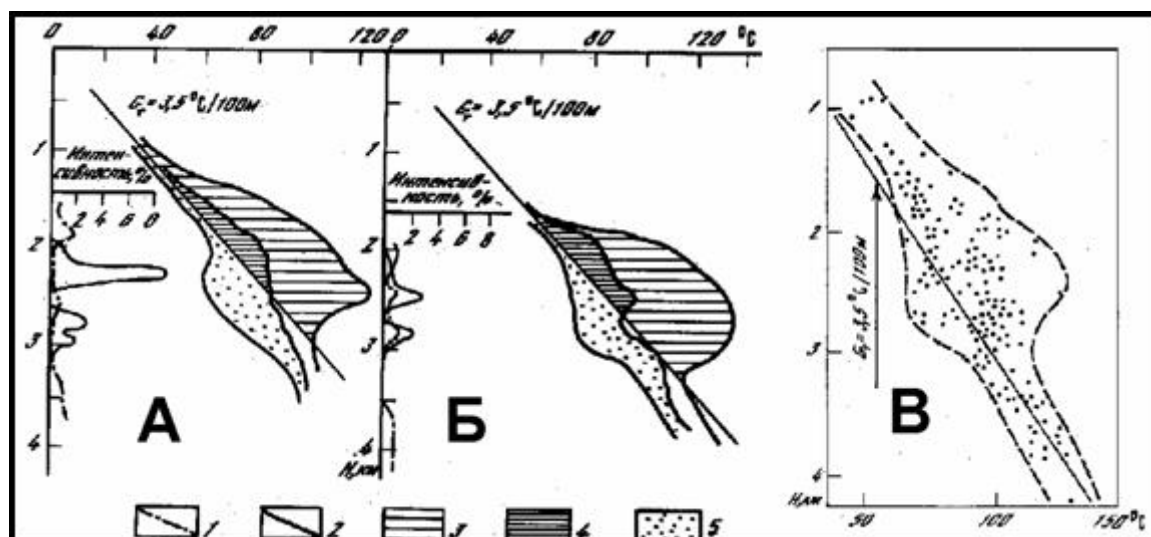
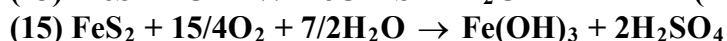
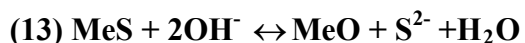


Рис. 42. Геотермические аномалии в отложениях баженовской (А), тюменской (Б) свит Западной Сибири и скважинах Алжира (В) (по [Неручев и др., 1985]): 1, 2 – интенсивность генерации газа и нефти; 3-4 – положительные аномалии по фактическим и усредненным значениям; 5 – отрицательные

Расчеты показывают, что при деструкции одноатомных спиртов, альдегидов, кетонов и эфиров карбоновых кислот в УВ выделяется тепло (–1...–60 ккал/моль). Хотя процессы декарбоксилирования одноосновных карбоновых кислот C_3 – C_{18} характеризуются эндотермическим эффектом (+7...+36 ккал/моль), деструкция их углеводородного скелета сопровождается выделением тепла –41...–60 ккал/моль. Кроме этого, разрыв связей $C=C$, характерных процессам изомеризации ВНЖК, происходит с выделением 32 ккал/моль. Экспериментальными данными показано, что суммарный экзотермический эффект ОВ баженовской свиты

составляет 2-22 ккал/кг, что достаточно для повышения температуры пород на 13-20°C. Аналогичные экзотермические эффекты известны для ТГИ и сапропелитов. Т.о. не только температура, но и *внутренняя энергия ОВ, накопленная в процессе фотосинтеза, является важным фактором превращения ОВ в катагенезе* [Неручев и др., 1985]. Минеральные вещества, в первую очередь сульфиды металлов, в восстановленной форме также представляют огромный запас потенциальной энергии при их окислении [Шапоренко, 2000].

Участие ОВ в окислении сульфидов – тривиальный факт, причем количество Fe^{2+} в породе, по меньшей мере, до стадии садки галита, определяется количеством ОВ. В щелочной среде, свойственной поровым водам морских и эвапоритовых бассейнов [Страхов, 1962; Волков, 1984], равновесие реакции (13) сдвигается влево, и только при 300°C и выше сульфиды железа разлагаются с образованием окислов. В кислой среде (14), например, сульфиды железа, при 20°C окисляются даже ионами меди [Букетов, Угорец, 1975].

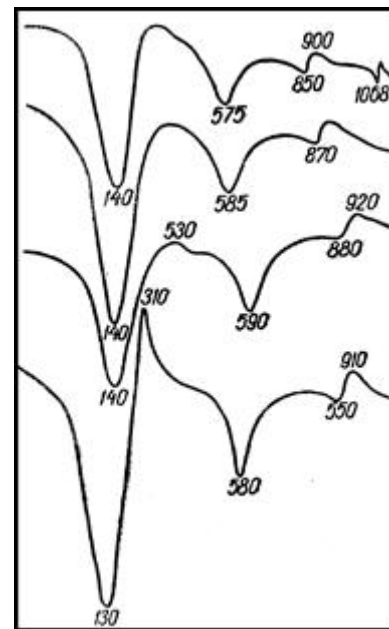


Экзотермический процесс окисления сульфидов карбоновыми кислотами в кислой среде может начаться на стадии садки ангидритов и инициироваться, например, ионизирующим излучением U и Sr, накапливающихся соответственно на доломитовой стадии и в начале садки гипсов (см. [Страхов, 1962; Справочник ..., 1983]). Радиоактивное излучение приводит также к разложению молекул воды с выделением водорода, который участвует в реакциях гидрогенезации с образованием УВ [Соколов, 1972]. На стадии садки галита существенную роль может играть давление, за счет которого происходит уплотнение осадков и повышается объемная концентрация веществ в реакционной зоне. Необходимо подчеркнуть, что развитие экзотермического процесса возможно преимущественно в глинистых отложениях. Из-за уменьшения концентраций металлов (и ОВ) на порядок в доломитах эти процессы менее выражены и два порядка в ангидритах – маловероятны. Развитие реакций с выделением тепла в песчаных отложениях целиком зависит от состава ОВ, т.к. количество металлов в них сравнимы с глинами.

Суглинкам в интервале температур 130-140°C свойственен интенсивный эндотермический эффект (рис. 43), сопровождающий потерю межслоевой воды гидрослюдой [Стащук и др., 1964]. Дегидратация разбухающих глинистых минералов при атмосферном давлении в среде, близкой к нейтральной, происходит в диапазоне 100-150°C, а при

увеличении давления – при меньших температурах [Сидоренко и др., 1986]. В глинистом сидерите, свойственном эвапоритовым отложениям, экзотермические эффекты отмечаются в диапазоне температур 100-300°C [Рыка, Малишевская, 1989].

Рис. 43. Термические кривые четвертичных суглинков (фракция <0.001 мм) Присивашья [Сташук и др., 1964]



Это приводит к появлению отрицательных геотермических аномалий в близком диапазоне температур (см. рис. 42), особенно выраженных в непродуктивных скважинах (см. [Неручев и др., 1985]). Процесс потери межслоевой воды также сопровождается увеличением пористости и превращения глинистых пород из флюидоупоров в коллектора [Сидоренко и др., 1986]. К разуплотнению аргиллитов, богатых ОВ, приводит также авторызрыв пород в результате повышения объема жидких и газообразных УВ, генерируемых из керогена, и как следствие повышение давления в центрах генерации [Зубков и др., 1986].

Поскольку процесс преобразования ОВ в нефтяной залежи проходит с диспозиционированием и *потерей кислорода* [Неручев и др., 1985], а пирит является одной из главных форм эвапоритовых осадков, его окисление можно представить обобщенной формулой (15) [Красильников, Шоба, 1997]. Экзотермический эффект этой реакции, за счет выделения кислоты, более чем прозрачен. Последнее позволяет объяснить не только возобновление сульфатредукции, но и увеличение пористости в нефтяных залежах, а также ее уплотнение по контуру, т.к. промежуточными продуктами окисления пирита (как и сульфидов Cu, Pb, Zn), являются сульфаты, растворимость которых падает при pH<6.63-7.50 (см. [Страхов, 1962]). Естественно, что часть кислорода используется на изомеризацию ненасыщенных карбоновых кислот в молекулы керогена. Т.о. *наличие тепловых аномалий над нефтяными и особенно газовыми скоплениями объясняется* не столько поступлением тепла извне [Севостьянов, 1999], сколько его *выделением залежами при созревании нефти и, особенно при преобразовании НУВ в УВГ. Интенсивность экзотермических процессов определяется концентрацией реакционноспособных ОВ и сульфидов металлов.* При недостатке низкомолекулярных ОВ в телоальгинитах или сульфидов в доломитах процессы преобразования ОВ завершаются на

стадии ТГИ. В таком состоянии ТГИ при постоянном термобарическом уровне или его снижении могут сохраняться неопределенно долго.

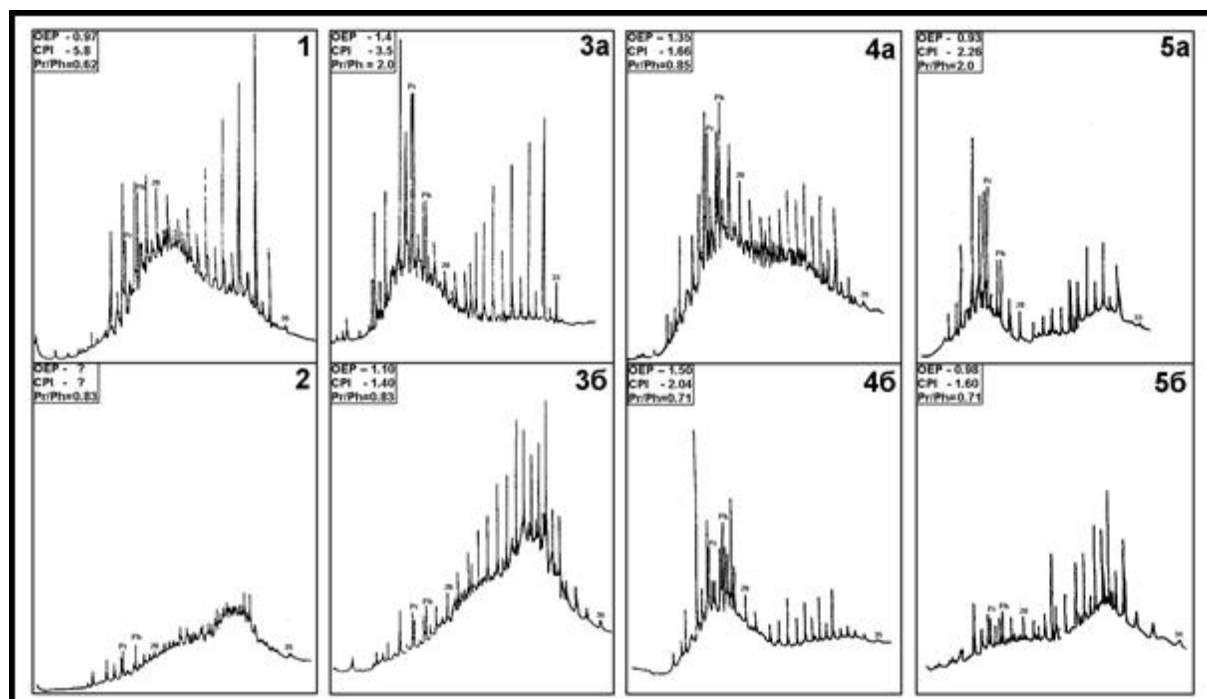


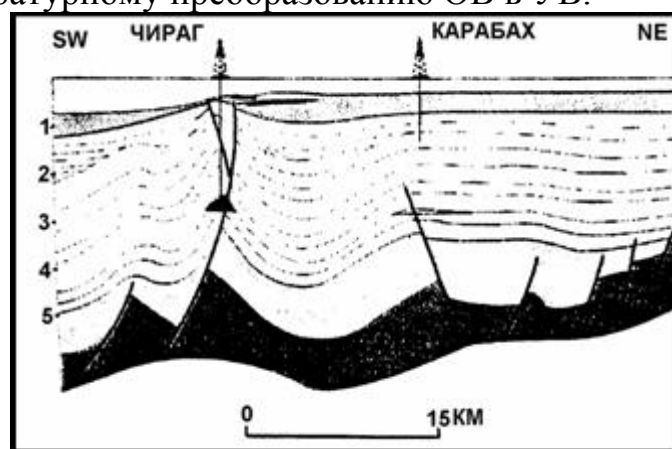
Рис. 44. Изменение углеводородов в осадках гипергалинного оз. Карачи после экспериментального сжатия (по [Селиванов, 1991]): 1 – исходный образец; 2 – образец, деформированный после экстракции; 3 – карбонатный материал; 4 – гидролизированный образец; 5 – алюмо-силикатный материал; а – до воздействия; б – после сжатия

Экспериментальное 3-х часовое сжатие эвапоритового пелоида (эффективная нагрузка 35-200, осевая – 112-250 Мпа, $t=21^{\circ}\text{C}$), аналогичное погружению на глубину 150-900 м ($\rho=2.3 \text{ г/см}^3$), привело к увеличению доли низкомолекулярных УВ (рис. 44). Общее количество УВ увеличилось с 10 до 60% и появилось 17% ароматических УВ. Созревание стеранов (iso/a) увеличилось с 0.5 до 1.33, а УВ не уступали по степени зрелости нефтяным. При этом в ~ 1.7 раза увеличилось соотношение Н/С и S/С, тогда как О/С осталось неизменным. Интересно, что энергия активации деформированного образца уменьшилась с 55 до 49 ккал/моль [Селиванов, 1991]. Минимум двукратную эффективность преобразования ОВ при сжатии по отношению к геологическим данным, можно объяснить экзотермическим эффектом, а также выделением УВ из карбонатных и Al-Si матриц. Аналогичные процессы отмечены в диапазоне температур 20-70 $^{\circ}\text{C}$, одновременных статических и импульсных динамических нагрузках и связаны с образованием свободных радикалов H° , которые не только увеличивают эффективность преобразования ОВ [Царев, Сороко, 1985], но

и усиливают экзотермический эффект нефтеобразования [Неручев и др., 1985].

Известно, что зоны интенсивного растяжения сопровождаются пустыми структурами. В зонах же интенсивного горизонтального сжатия находятся не только Южно-Каспийский, но и другие НГБ, в т.ч. Персидский [Севостьянов, 1999]. Связь НГБ с областями быстрых погружений, а последних с проявлением в последующем интенсивного сжатия континентальной коры [Артюшков, Бер, 1984, 1987], с одной стороны приведет к нефтеобразующим эвапоритовым экосистемам, поскольку *галолиз развивался лишь в тех депрессиях (прогибах, синеклизах), которые отличаются быстрым прогибанием дна* [Страхов, 1962], а с другой – к низкотемпературному преобразованию ОВ в УВ.

Рис. 45. Структура Карабах (по [Karabakh ..., 1996])



Естественно, что в НГБ мессинского и балаханского типов и в различных фациях одного и того же НГБ процессы деструкции ОВ будут протекать по-разному. Смена тяжелых нефтей от крупнозернистых пород на окраинах бассейна ПТ (Юж. Каспий) легкими нефтями и газом в фациях с преобладанием глин [Надилов и др., 1974; Севостьянов, 1999] объяснима различным типом липидов в эвапоритовой и континентальной экосистемах, а также интенсивностью их преобразования. Если экстраполировать масштабы деструкции ОВ в легкие УВ и битумы каламитских илов Черного моря (за ~7 тыс. лет) на 3.5 Ма, то можно ожидать, что в верхних свитах ПТ ферментативно может быть преобразовано до стадии легких УВ от 0.9 до 7.0% ОВ и произойти полная битумизация балаханских липидов. Однако высокая вязкость последних и плохая проницаемость пород ПТ не предполагает их интенсивной миграции [Сапунов, 1974]. Если предположить, что процессы биодеструкции насыщенных карбоновых кислот в зонах диагенеза столь же масштабны, как и ВНЖК, то в этом случае сингенетичные месторождения УВ должны быть локализованы в ПТ до 2.0-2.5 км, а их расположение не должно зависеть от разломов. Именно такое расположение свойственно мессинским месторождениям нефти в Италии, а также нефтяным и газовым месторождениям в сарматских отложениях

Терского района Северного Кавказа (см. [Жижченко, 1977; Аммосов и др., 1987]).

Результаты разведочного бурения ПТ Южного Каспия показали бесперспективность структуры Карабах [Shcherbakov, 1999], которая находится всего в 15 км северо-восточнее от месторождения Чираг, приуроченного к широтному разлому (рис. 45). Новое газовое месторождение Азербайджана – Шах-Дениз – также находится в зоне меридионального разлома. Еще более очевидна локализация месторождения Нефтяные Камни, открытого по выходам УВ на поверхность, сухопутных и каспийских месторождений Азербайджана (рис. 46) и Туркмении, приуроченных к зонам разломов, нарушений и грязевых вулканов [Буниат-Заде, 1972; Надиров и др., 1974; Калугина, Глебовская, 1985].

Очаги грязевых вулканов Южно-Каспийской впадины расположены в меловых и верхнеюрских отложениях, Черноморской – в майкопских, Средиземноморской – раннемеловых (апт-альб) и миоценовых (будригаллангий), которые однозначно рассматриваются как газоносные [Якубов, Маггераммова, 1972; Высоцкий, Кучерук, 1973; Иванов, 1999]. Справедливо также обратное утверждение: районы «холодных потоков» (cool seeps) являются прямым свидетельством нефтегазоносности недр [Иванов, 1999].

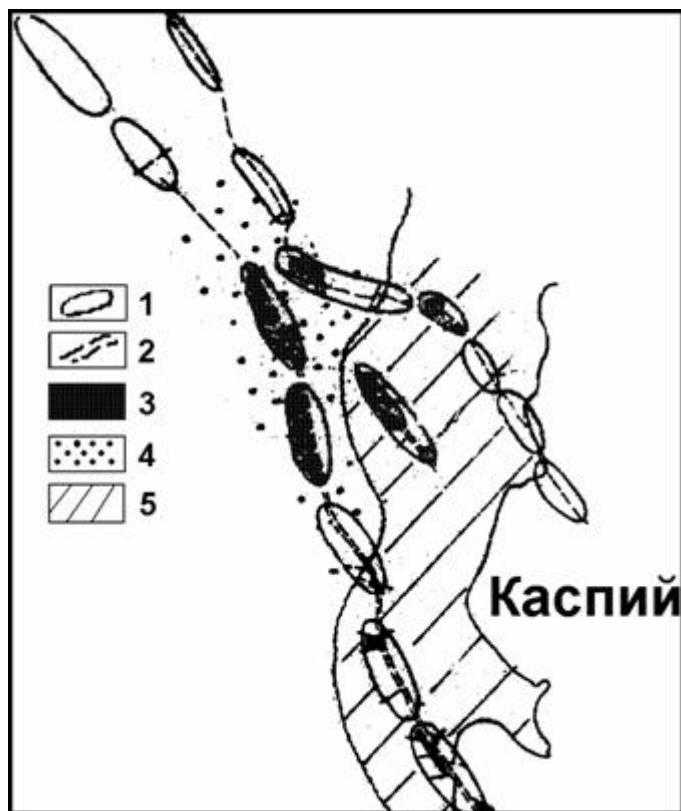


Рис. 46. Нефтегазовые месторождения горизонта I ПТ Прикуринской области (по [Надиров и др., 1974]): 1 – структуры; 2 – тектонические разрывы; 3 – залежи нефти и газа; 4 – песчаные фации; 5 – алевритовые фации

Температурная аномалия на поверхности ДО в грязевых вулканах Сев. Норвегии и у о. Барбадос составляет 14-18°C [Иванов, 1999], что близко к разнице температур (20-25°C) между ненарушенными и нарушенными структурами Зап. Туркмении [Калугина, Глебовская, 1985]. Увеличение температур ПТ, рассчитанных

по термоградиенту [Троцюк, 1982], на 14-25°C позволяет ожидать 50°C, необходимых для термодеструкции ВНЖК, на глубине от 1.0-1.5 км, что собственно и наблюдается в ПТ Зап. Туркмении (см. [Калугина, Глебовская, 1985]). Согласно эндотермической модели [Троцюк, 1982], образование нефти в ПТ возможно на глубинах более 5 км, что противоречит фактическим данным.

Оценка нефтегазоносности. Многочисленные модели, описывающие генерацию нефти, имеют одну неопределенную величину – исходное количество ОВ в нефтематеринских породах, что приводит к разнообразию авторских коэффициентов [Жижченко, 1977]. Ориентируясь на содержание $C_{орг.}=1\%$ (удельная продуктивность 500 г УВ/м^3) и мощность осадочных пород 5 км, из которых 60% принимается генерирующими УВ, И.В. Высоцкий и Ю.И. Корчагина [1996] посчитали возможным использовать только коэффициент миграции нефти в ловушку (20%). При расчетах «потенциальной» нефтепродуктивности мной приняты региональные коэффициенты, а также закономерности, полученные в результате экспериментов [Троцюк, 1982]. За основу прикидочных расчетов я принял прогнозные характеристики структуры Карабах ($S=427 \text{ км}^2$, запасы нефти $115 \times 10^6 \text{ т}$) [Зонн, 1999] и время накопления ПТ (2 Ма). Предположим, что извлекаемые запасы нефти ($\sim 0.27 \times 10^6 \text{ т/км}^2$ или $\sim 0.13 \times 10^6 \text{ т/км}^2/\text{Ма}$) – это липоиды галофитных организмов, захороненные в пелоидах, аналогичных сивашским (см. табл. 2). В этом случае коэффициент трансформации липоидов в извлекаемые запасы нефти составляет $\sim 0.012\%$.

Таблица 11. Оценка генерации нефти ($0.25 \times 10^6 \text{ т/км}^2$) из осадков различного генезиса

Тип ДО или место происхождения	Липиды (мг/г)	Липиды* $\times 10^6 \text{ т/км}^3$	1-R	$K_{рн}$	$K_{эм}$	$K_{изв.}$	НУВ $\times 10^6 \text{ т/км}^3$	Н, км
Пелоид, max	860.5 а	~1720	0.9	0.12	0.3	0.33	18.4	0.014
То же, min/min	699.0 с	~1400	0.8	0.12	0.2	0.25	5.4	0.046
Органосапропель	25.4 с	~50.80	0.8	0.12	0.2	0.25	0.24	1042
Торфосапропель	12.3 с	~24.6	0.8	0.12	0.2	0.25	0.12	2080
Японское море	3.34 а	~6.68	0.9	0.12	0.3	0.33	0.07	3570
Сев. и Ср. Каспий	1.47 а	~2.94	0.9	0.12	0.3	0.33	0.03	8330
Перуанский апвеллинг	0.60 а	~1.20	0.9	0.12	0.5	0.33	0.02	12500

Примечания: * – при $p=2 \text{ г/см}^3$; R – расход на стадии диагенеза (10-20%); $K_{рн}$ – генерация (12%) и $K_{эм}$ – эмиграция микро нефти (20-30% в ПТ) [Троцюк, 1982]; $K_{изв.}$ – извлекаемые запасы (1/3 – 1/4)

Расчеты по пелоидам карбонатной стадии осадконакопления (табл. 11) показывают, что достаточно 14-46 м ДО (max 0.075 Ма), достигших

нефтяного окна. Эти величины позволяют объяснить нефтегазоносность, например, баженовской свиты (Зап. Сибирь). Ее мощность обычно не превышает 50, а местами снижается до 10 м. Данные лабораторного моделирования [Селиванов, 1991] показывают, что для водорослевых и бактериальных липоидов эвапоритовых отложений балаханского типа $K_{рн}$ может быть принят минимум в 77%. Учитывая, что даже глины из внешних краев мощностью 20-30 м полностью разгружают УВ [Газогенетические ... , 1984], $K_{эм}$ может быть увеличен до 80-100%. Считается, что на стадии диагенеза **окислению** (R) может подвергаться 60-80% ОВ [Троцюк, 1982], а $K_{изв}$ достигает 60%. Однако, если последняя величина касается южно-каспийского месторождения Нефтяные Камни, то развитие окислительных процессов несвойственно осадкам эвапоритовых озер и лагун даже на начальных стадиях формирования. Известно, что при увеличении $C_{орг.}$ с 0.5 до 3% корреляция между ОВ и серой уменьшается с 0.55 до 0.41, а при $C_{орг.}$ 5-20% $r=-0.05$ [Волков, 1984], что указывает на их мизерный расход в результате первичной сульфатредукции концентрированных ОВ. Резюмируя изложенное, можно предположить, что полученные оценки отражают скорее минимальную величину и позволяют принять для расчетов концентрацию липидов на порядок меньше. Однако, даже в этом случае можно ожидать, что эвапоритовые экосистемы сформируют нефтепроизводящие отложения за t_{max} 0.1 Ма, т.е. по геологическим масштабам мгновенно.

За пределами зон разломов ПТ Южно-Каспийского НГБ не смогла реализовать свой потенциал, что объясняет отсутствие нефти на лицензионной площади Карабах и бесперспективность месторождений Дан-Узлу и Ашрафи. В отличие от геологов [Ермаков и др., 1996], я могу дать совершенно определенное отрицательное заключение по нефтегазоносности нетрадиционных ловушек кинельского палеоруслы Волги, сформировавшихся в период отложения т.н. «рыбных слоев» или в холодном полносоленом Акчагыльском море (см. [Богачев, 1955; Jones, Simmons, 1996]). В том случае, если лицензионные участки от Аташган на севере до Ленкорань-Талыш на юге не приурочены к зонам обширных разломов, наличие в них прогнозируемых запасов нефти проблематично. Не будет большим преувеличением заключение о том, что все основные каспийские месторождения нефти Азербайджана и Туркмении приурочены к Апшеронскому порогу. В будущем на акватории Южного Каспия маловероятно открытие месторождений, сравнимых по извлекаемым запасам с Нефтяными Камнями (около 160 млн. т) и невероятно существование структур, аналогичных Тенгизу. При этом западный сектор Южного Каспия, куда поступало меньше континентальных вод (см. рис. 2, 3), более перспективен, чем восточный.

Это заключение принципиально не отличается от оценок перспективной нефтегазоносности акватории Южного Каспия на основании сейсмических данных [Али-Заде и др., 1974].

Сравнение плиоценовой дельты Амударьи (Узбойской по Г.В. Воропаеву[1998]) с Ефратской оригинально, но предположение об их близкой нефтегазоносности не обосновано. Во-первых, потому что генерация нефти из осадков дельтовой формации, например, Донецкой впадины в 10 раз, а газа – в 2 раза ниже, чем эвапоритовой терригенно-карбонатной [Витенко и др., 1985]. Во-вторых, основные карбонатно-терригенные продуктивные толщи Персидского НГБ формировались с рифея по миоцен [Высоцкий, Кучерук, 1973; Севостьянов, 1999], т.е. на $\sim 1000 - n100$ Ма раньше ПТ, в условиях обширных лагунных бассейнов, существовавших десятки миллионов лет. Наконец, мощность осадков в Южном Каспии достигает 20 км, тогда как в Персидском редко превышает 10 км, а $\sim 70\%$ **разведанных** запасов сосредоточены на глубине до 2.5 км [Бакиров, 1972]. «Разбавление» пелоидов, отлагавшихся в гипергалинном озере ПТ, $\sim 4-6.5$ (8) км терригенных отложений, приближает их перспективную нефтегазоносность к ангидритным толщам палеобассейнов мессинского типа. *ПТ Южно-Каспийского НГБ может содержать под $км^2$ в 10^5-10^3 раз меньше УВ, чем Персидского.* В Каспийской области эвапоритовые отложения лагунного типа известны до сармата (N_{1sr}) [Rogl, Steininger, 1983; Витенко и др., 1985; Jones, Simmons, 1996], а к НГБ мессинского типа относятся мезозойские, палеозойские и средне-миоценовые месторождения Прикаспия и Кавказа. На термокаталитические преобразования УВ в УВГ в древних отложениях Южно-Каспийской области указывает интенсивный грязевой вулканизм. В составе их выбросов по объему преобладает CH_4 – до 95.4% или CO_2 – 1.9-97.1%, а тяжелые УВГ (преимущественно C_2H_6 и C_3H_8) составляют всего 0.19-0.94%. Зональность распределения залежей по фазовому состоянию в НГБ с осадочными породами более 10 км показывает, что на глубинах более 4-5 км встречены преимущественно газовые и газопо-конденсатные месторождения и совсем редко – нефтяные. На больших глубинах (более 6-6.6 км) чаще встречаются чисто газовые залежи [Севостьянов, 1999]. Т.е. *в Южно-Каспийском НГБ на глубине >5 км могут быть открыты преимущественно газопо-конденсатные (газовые) месторождения.* Открытие газового месторождения Шах-Дениз также подтверждает общую закономерность.

ДО континентального и морского типов могут рассматриваться лишь в качестве дополнительного источника ОВ для нефтеобразования (см. табл. 11). Аналогичные результаты по средним значениям ОВ получены по Мировому океану и Черному морю [Троцюк, 1982; Нефтегазо-

генетические..., 1984]. Особо подчеркну, что мной использовались **максимальные** значения концентраций липидов в морских ДО и коэффициентов их преобразования, а обеспеченность оценки нефтегазоносности краевых морей <4%. Так, 2-2.5 км осадочных отложений Охотского моря, находящихся в нефтяном окне [Троцюк, 1982, рис. 63], едва хватает ($P=0.03$) для обоснования первичного накопления ОВ в «идеальных» условиях, близких заливам Японского моря. НГБ не отличаются большими мощностями нефтепроизводящих и подстилающих пород [Высоцкий, Кучерук, 1973], а морские отложения не содержат фантастических объемов ОВ (обычно $<1.6 C_{орг.}$, $n \sim 15 \times 10^3$; $Q-J_2$ [Троцюк, 1982]). Т.о. *потенциальным источником УВ в нефтегазоносных бассейнах может быть эвапоритовая экосистема. При прочих равных условиях мессинские эвапоритовые нефтегазообразующие палеоэкосистемы способны генерировать, по меньшей мере, на порядок больше УВ, чем нефтепроизводящие породы бессточных бассейнов.*

СОВРЕМЕННЫЕ ВОДОЕМЫ-АНАЛОГИ

Эпиконтинентальные эвапоритовые моря прошлых геологических эпох отличало наличие промежуточных бассейнов, где происходила метаморфизация морских вод речным стоком и накапливались карбонатно-доломитовые отложения [Фивег, 1983]. Богатые ОВ осадки отлагались до начала садки ангидритов, т.е. при солёности 53~130 г/л. Указанным гидрологическим характеристикам соответствуют лишь лагуны и приморские озера Чёрного и Азовского морей, которые можно рассматривать в качестве «подготовительных» систем. Однако их изученность ограничивается описанием массовых видов флоры и фауны, физических свойств лечебных грязей, общими данными о седиментогенезе, раннем диагенезе и полуколичественными сведениями о составе ОВ в отложениях. В сравнительном аспекте массив данных составляет менее 1% сведений по приморским озерам (sabkha) прибрежных зон Мирового океана, находящимся на высших ступенях галогенеза (см. [Hypersaline ..., 1985]). Последние типы водоемов отличает отсутствие или незначительный поверхностный сток и поступление небольшого количества биогенных элементов. Исходя из этого, их биопродуктивность весьма отдаленно характеризует классические

эвапоритовые моря. Общий объем проб, изученных в районах современного эвапоритового осадконакопления, составляет менее 1% образцов, отобранных в Океане и проанализированных в целях нефтяной геологии. Тем не менее, даже эти скудные данные позволяют определенно указать на эвапоритовые бассейны как основное место формирования нефтематеринских пород и определить основные направления дальнейших исследований.

Современными аналогами Балаханского бассейна являются заливы Каспия, а также многочисленные континентальные соленые озера севера Евразии. Их комплексное изучение проводилось в 1920-1950-е гг., а позднее только в целях рыбоводного использования цист артемий. Изучение таких водоемов важно в сравнительном аспекте, поскольку нефтегазоносные отложения ПТ Южно-Каспийского НГБ представляют исключительный случай.

Заключение

Эвапоритовые экосистемы – основные, но вероятнее всего единственные, источники первичного продуцирования ОВ, преобразующихся в углеводороды нефти, газа и «морских» сланцев. Приуроченность нефтегазовых месторождений к районам соленакопления определяется биопродуцированием автохтонных ОВ галофитами. Продуцирующие способности эвапоритовых экосистем увеличиваются от этапа отложения терригенных материалов и хемогенных карбонатов, по меньшей мере, до начала садки гипсов. На этих стадиях продуцируется на 3-4 порядка больше липидов, чем в экосистемах наиболее продуктивных районов Мирового океана. Гипергалинной экосистеме, как минимум с кембрия, свойственна уникальная способность продуцировать примерно равное количество хлорофилла «а» и гемоглобина, трансформирующихся в никель- и ванадил-порфирины нефтей.

Соотношение автохтонных (галофитных) и аллохтонных (морских) липидов в седиментационных эвапоритовых бассейнах составляет $10^6:1...10^{14}:1$. Накопление пресноводных липидов по отношению к галофитным – $1:10^4...1:10^6$. В составе аллохтонных ОВ как континентального, так и морского генезиса, доминируют гуминовые комплексы, а в автохтонных – липиды.

Общими признаками нефтематеринских и эвапоритовых отложений со стадии накопления доломитов (солёности >53 г/л) является крайняя бедность или полное отсутствие скелетных форм, а также наличие в нефтях, газе, газовом конденсате, водах и нефтематеринских породах форм, свойственных современным осолоненным водоемам. Нефтеобразующие эвапоритовые экосистемы, близкие к современным,

существуют, как минимум, с карбона (300 Ma). Появление галофитных продуцентов и редуцентов произошло в архее, а консументов современного типа, вероятно, в кембрии или венде. С эвапоритовыми бассейнами также связано видообразование пресноводных и голоэвригалинных реликтов мессинского и балаханского типов от морских предков.

Мегамасштабные зоогеографические признаки позволяют выявить перспективные нефтегазоносные бассейны, по крайней мере, до раннего мела. Районы формирования пресноводных фаун балаханского и мессинских типов, по крайней мере в 27 случаях из 29, совпали или граничат с разведанными или перспективными нефтегазоносными (эвапоритовыми) бассейнами различного возраста. Это позволяет указать на существование месторождений в Японском море, в заливе Карпентария (Австралия), а также на шельфе Аргентины и Бразилии. Эвапоритовые водоемы, вероятно, существовали на месте современного Кораллового и Тасманова морей. Зоогеографический метод позволяет также проводить мезомасштабное прогнозирование в пределах эвапоритового бассейна на основе зоогеографической реконструкции стока рек. Причем зоогеографические методы прогноза нефтегазоносности являются наименее затратными в сравнении с традиционными.

Важнейшим этапом преобразования живого вещества в нефть является бактериальная деструкция ОВ на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза. Аутоферментация ОВ в клетках цианобактерий приводит к полимеризации карбоновых кислот и в конечном итоге к образованию сланцев. Процесс первичного анаэробного брожения, уже на стадии раннего эвапоритового диагенеза, может приводить к образованию до 10% УВ/С_{орг.} Бактериальная деструкция белков в пелоидах с образованием H₂S, CO₂ и других газов, а также антибиотиков, снижает их концентрации на порядок по сравнению с нефтеобразующими организмами. Липиды, захороненные в пелоидах, обладают бактериостатическими и бактерицидными свойствами. Все это создает чрезвычайно благоприятные условия для сохранения липидов на стадии диагенеза. В результате пелоиды карбонатной стадии содержат на 4-5 порядков больше липидов, чем осадки наиболее продуктивных районов Океанов и на порядок меньше гуминовых ОВ, чем пресноводные сапропели. При этом в слое осадка мощностью около 1 м интенсивность процессов сульфатредукции снижается на 3 порядка, а ниже может превалировать микробиальный метаногенез. При определенных условиях бактериальная деструкция ОВ может быть единственным источником формирования газовых и, возможно, нефтяных месторождений.

Термокаталитические экзотермические процессы разложения преобразованных ОВ инициируются ростом температуры, давления, ионизирующего излучения, сдвигом рН в нейтральную или кислую область и, возможно, другими факторами. Они протекают с выделением тепла при окислении сульфидов металлов и сложных реакций преобразования ОВ в УВ от ~45 (или ниже) до 200°C и зависят от концентрации реакционноспособных ОВ и сульфидов металлов. Термические условия существования нефтяных месторождений полностью соответствуют диапазону начала термодеструкции полиненасыщенных карбоновых кислот, а окончания – полиеновых и моноеновых, составляющих основу липоидов галофитных организмов. Содержание автохтонных ОВ в эвапоритах может существенно снижаться, а липиды могут быть преобразованы в УВГ, легкие УВ и битумоиды уже в зоне температур до 100 (125)°C. Приуроченность основной части нефтяных месторождений к температурам 100-150°C, вероятно, связана с интенсивным эндотермическим эффектом, сопровождающим потерю межслоевой воды глинистыми частицами и длительным периодом поглощения тепла при относительно постоянных температурах.

По заниженным оценкам ~15-50 м пелоидов карбонатной стадии осадконакопления, накопившихся за максимум 75 тыс. лет, достаточно для генерации $\sim 0.25 \times 10^6$ т нефти/км² в извлекаемых запасах. Отложения «озерной» части ПТ Южно-Каспийского НГБ формировались в зоне терригенно-карбонатных отложений и гипсообразования ~2 Ма. Однако, в них высока доля моноеновых и насыщенных жирных кислот консументов, а в прибрежных районах – гуминовых веществ континентального генезиса. В результате этого потенциал свит ПТ за 5-3.5 Ма смог реализоваться преимущественно в зонах с повышенным выносом тепла. Мессинская эвапоритовая экосистема на всех стадиях продуцирует преимущественно ненасыщенные и полиненасыщенные карбоновые кислоты, а ее потенциальная нефтегазоносность до стадии отложения гипсов минимум на порядок выше, чем балаханской. Т.о. Южно-Каспийский НГБ некорректно сравнивать не только с Персидским, но и палеозойско-мезозойскими месторождениями Прикаспия. Я могу дать также отрицательное заключение (P=99%) по нефтегазоносности нетрадиционных ловушек кинельского палеорула Волги под акваторией Среднего и Северного Каспия. В структурах ПТ Южного Каспия за пределами зон разломов на глубинах до 5 км маловероятно открытие месторождений, сравнимых по запасам с Нефтяными Камнями, и невероятно существование структур, аналогичных Тенгизу. Естественно, что затраты на проходку одной скважины во много раз превзойдут стоимость верификации гипотезы, например, по закономерностям

распределения пустых и нефтеносных структур ПТ. Совершенно очевидно, что такой анализ имеет самостоятельное практическое значение. Он также позволит создать прогностические модели палеогалинности свит ПТ и уточнить положения гипотезы. Это сделает возможным и независимый микромасштабный прогноз по конкретным структурам.

Вероятность подтверждения гипотезы о первичном продуцировании исходных ОВ нефтей и природного газа исключительно в эвапоритовых бассейнах составляет 97-99.9%. Она может быть проверена преимущественно по опубликованным и фондовым данным, по меньшей мере, пятью методами, три из которых (фито- и зоогеографические, (био)химические и геолого-палеонтологические) являются полностью независимыми по методологии исследований. В настоящее время гипотезу подтверждают, как минимум, 10 общих закономерностей.

1. Общие диагностические признаки эвапоритовых и нефтегазоносных бассейнов.

2. Обратная зависимость распределения нефтегазоносности от развития терригенно-угленосных толщ и прямая – от карбонатных являются отражением смены гумидного осадконакопления на аридный.

3. Преимущественное накопления липидов в пелоидах рапных водоемов и гуминовых ОВ в пресноводных сапропелях и осадках окраинных частей Мирового океана.

4. Абсолютные концентрации ОВ и липидов в ДО различных частей гидросферы, в т.ч. мизерное накопление ОВ карбонатными и диатомовыми осадками Мирового океана.

5. Особенности распределения и фациальной приуроченности непретергованных ОВ в морских осадках и УВ в эвапоритах и терригенных отложениях по данным глубоководного бурения осадочного чехла Мирового океана.

6. Наличие тепловых аномалий над нефтяными и газовыми скоплениями, а также в средней части осадочного чехла может быть объяснено только генезисом нефти и газа из концентрированных форм ОВ.

7. Приуроченность «морских» горючих сланцев к этапам от начала садки доломитов до образования ангидритов.

8. Наличие сингенетичных нефтяных месторождений при $R_o=0.3-0.5$, т.е. при температурах ниже 100°C .

9. Приуроченность шельфовых нефтегазовых месторождений к заливам, краевым и средиземноморским морям с отрицательным балансом поверхностного стока.

10. Отсутствие крупных запасов нефти и газа на западе Южно-Американского субконтинента, в Паннонском и Понтическом палеобассейнах Паратетис.

Подтверждением гипотезы, являются также признаки аридного литогенеза, свойственные нефтепроизводящим отложениям.

Геохимические. При наличии галита и ангидритов нефтепроизводящие отложения приурочены к подсолевому и надсолевому комплексам. (При резкой смене на гумидные условия осадконакопления нефтематеринские породы в надсолевом комплексе могут отсутствовать).

Нефтематеринские породы с седиментационными доломитами и аргиллитами. В последнем случае в качестве обязательных дополнительных признаков: наличие сульфидов металлов (например, пирита); $\text{Fe}^{+2} > \text{Fe}^{+3}$ (восстановительные условия в седиментогенезе и раннем диагенезе). Рудопроявления или высокое накопление P, V, Zn, Cd, U, мощные геохимические аномалии B, Se и Hg. В отдельных осадочных бассейнах накопление Cu и Pb. Наличие сланцев в мелководных одновозрастных аналогах нефтепроизводящих отложений, а также красноцветных терригенных субаквальных осадков. Широкое распространение алюмосиликатов и магнезиальных силикатов: хлорита, корренсита, палыгорсита, сепиолита, талька. Аллохтонное накопление кварца в песчано-алевритовых осадках и каолинита в глинистых.

Изотопные. Обогащение доломитов и аргиллитов тяжелым изотопом кислорода (O^{18}), парадоксальное соотношение изотопов углерода (C^{13}) в органических и минеральных веществах.

Палеогидрологические. «Регрессивные» фазы с одновременным накоплением эвапоритовых осадков (см. геохимические признаки) по краям палеоводоема. «Трансгрессивные» фазы с накоплением осадков с бедной морской фауной (см. палеонтологические признаки). Высокие скорости карбонатного осадконакопления. Дополнительно для акваторий современных краевых морей и заливов – объем континентального стока ниже, чем испарение. Так, накопление нефтематеринских пород в Черноморской области Паратетис было возможно по сармат (N_1sr) включительно.

Палеоклиматические. Признаки аридизации климата. Дополнительно для эпиконтинентальных бассейнов – потепление климата; для краевых морей и заливов субтропических палеобластей – похолодание.

Петрографические. Отсутствие угленакопления (С карбона (?девона)).

Геотермические. Палеотемпературы в отложениях ниже 200°C . Положительные температурные аномалии.

Палинологические. Доминирование спор и пыльцы ксерофитной флоры или бедные споро-пыльцевые комплексы. (С карбона (?девона)).

Палеонтологические. Отсутствие остатков **донных** стеногалинных морских таксонов, в первую очередь двустворчатых моллюсков (не

обрастателей) и губок, чрезвычайно бедный состав фоссильных макроостанков или их полное отсутствие. Доминирование остатков цианобактерий («кальциосфер», D до 20 мкм), двужгутиковых акритарх (L до 20 мкм), сферических форм (цист) с толстой внешней оболочкой (D до 200 мкм), наличие аморфного хитина.

С юры-мела: присутствие мелких пеннантовых и циклических диатомовых в осадках тропических и субтропических палеообластей. Появление пресноводных моллюсков. Например, *Psilunio* в архашенских и варненских слоях караганского региона (N₁k; ~15x10⁶ лет) Паратетис. Отсутствие в отложениях пресноводных *Bivalvia* (для континентальных озерных отложений).

Зоогеографические (С юры-мела). Рецентные пресноводные фауны, имеющие выраженные морские корни. При этом наличие видов-двойников в пресных и морских водах. Указывают на перспективную нефтегазоносность шельфов Аргентины, залива Карпентария (Австралия) и Японского моря. Некоторые признаки характерны Коралловому и Тасмановому морям.

Примечание: признак требует уточнения.

Литература

Агаларова Д.А., 1958. Палеонтологические выводы, основанные на изучении микрофауны продуктивной толщи юго-восточного Кавказа // Материалы по петрографии и микропалеонтологии продуктивной толщи Азербайджана. М.: АН СССР. С. 95-103.

Аксенов А.А., Аленин В.В., Зонн М.С. Рыжик В.М., 1986. // Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири. М.: ИГиРГИ. 111-123 С.

Аладин Н.В., Плотников И.С. 2000. Палеолимнология и палеогалинность Каспия и предшествующих ему водоемов за последние 15 миллионов лет // Каспийский плавучий университет. № 1. С. 51-64.

Алешина Н.В., Балнокин Ю.В., 1984. Влияние NaCl на цитохромоксидазу, сукцинатдегидрогеназу и фумаразу галофитной водоросли *Dunaliella* in vitro // Известия АН СССР, сер. Биол. №5. С. 722-728.

Али-Заде А.А., 1960. Палеогеография бассейна балаханского яруса. Баку: АЗИНТИ. 66 с.

Али-Заде А.А., Надиров С.Г., Абдурашитов Ч.У., 1974. К перспективам поисков залежей нефти и газа на глубоководных участках Южно-Каспийской впадины // Вопросы геологии нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. Баку: АЗНИПИнефть. С. 9-15.

Алякринская И.О., 1976. Количественное содержание гемоглобина в гемолимфе *Artemia salina* из юго-восточной части Сиваша // Зоологический журнал. Т. 55, № 10. С. 1463-1467.

Аммосов И.И., Горшков В.И., Гречишников Н.П., Еремин И.В., Прянишников В.К., Степанов Ю.В., 1987. Петрология органических веществ в геологии горючих ископаемых М.: Наука. 333 с.

Андреева Н.М., Агатова А.И., 1982. Биогеохимическая характеристика органического вещества поверхностно-активного слоя донных осадков Каспийского и Японского морей // Условия среды и биопродуктивность моря. М. Пищевая промышленность. С. 25-34.

Андрусов Н.И., 1895. К вопросу о происхождении нефти // Тр. СПб общества естествоиспытателей. Т. 23. Отд. геол.-минер., прот. зас. 6 от 15 апр. 1895 г. С. 20-22.

Антипов М.П., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г., 1996. Геологические события и изменения уровня Каспийского моря // Геоэкология. С. 38-50.

Артюхова В.И., Носов В.Н., 1987. Деграция нефти в море // Теоретическая экология. М.: МГУ. С. 55-70.

Артюшков Е.В., Беэр М.А., 1984. Механизм погружений континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого

океана. 1. Верхояно-Колымская складчатая система. // Тихоокеанская геология, № 1, С. 10-21.

Артюшков Е.В., Беэр М.А., 1987. О механизме образования нефтегазоносных бассейнов Западно-Сибирской плиты и Русской платформы // Геология и геофизика, № 11, С. 25-36.

Архангельская Н.А., Григорьев В.Н., 1960. Условия образования солеродных зон в открытых морских водоемах на примере эвапоритового нижнекембрийского бассейна Сибирской платформы // Изв. АН СССР, сер. Геологическая. № 4. С. 58-75.

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., 1985. Роль исходного органического вещества в формировании нефтематеринского потенциала кремнистых образований // Органическое вещество современных и ископаемых осадков М.: Наука. С. 31-38.

Баженова О.К., Соколов Б.А., Егоров В.А., Постникова И.Е., 1996. Особенности генерации углеводородов докембрийскими нефтематеринскими толщами Русской плиты // Нефтегазоносные и угленосные бассейны России. М.: МГУ. С. 117-128.

Баженова Т.К., 1985. Эволюция накопления органического вещества в осадочном чехле Сибирской платформы // Органическое вещество современных и ископаемых осадков М.: Наука. С. 96-101.

Бакиров А.А., 1972. Закономерные связи размещения скоплений нефти и газа в земной коре в связи с изучением их генезиса // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. С. 101-122.

Барс Е.А., Селезнева Л.И., 1986. Водорастворимые органические вещества глин баженовской свиты как критерии миграции нефти на Салымском месторождении // Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири. М.: ИГиРГИ. 46-52 С.

Батурин В.П., 1937. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку-М.: АзОНТИ. 287 с.

Бека К., Высоцкий И., 1976. Геология нефти и газа. М.: Недра. 592 с.

Белкин В.И., 1986. Фациальные типы пород баженовской свиты Западного Приобья // Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири. М.: ИГиРГИ. 15-26 С.

Беляев Г.М., 1957. Физиологические особенности представителей одних и тех же видов в водоемах различной солености // Труды ВГБО. Т.8: С. 321-353.

Бенинг А.Л., 1937а. Планктон заливов Комсомолец (Мертвый Култук) и Кайдак // Тр. по комплексному изучению Каспийского моря. М.Л.: Изд-во АН СССР. Вып. 1, Ч. I. С. 125-154.

Бенинг А.Л., 1937б. О бентосе заливов Комсомолец (Мертвый Култук) и Кайдак // Тр. по комплексному изучению Каспийского моря. М.Л.: Изд-во АН СССР. Вып. 1, Ч. I. С. 155-182.

Бенинг А.Л., 1939. Каспийские реликты среди фауны озер Узбоя // Докл. АН СССР. Т. 21. № 6. С. 291-292.

Бенинг А.Л., Медведева Н.Б., 1926. О микрофауне водоемов окрестностей Эльтона и Баскунчака. Саратов. 42 с.

Берг Л.С., 1977. Труды по теории эволюции. Л.: Наука. 387с.

Бескровный Н.С., 1985. Неорганическое происхождение нефти и газа // М.: ВИЭМС. 47 с.

Бирштейн Я.А., Виноградов Л.Г., 1934. Пресноводные Decapoda СССР и их географическое распространение // Зоол. журн. Т. 13. Вып. 1. С. 39-70.

Богатова И.Б., 1980. Рыбоводная гидробиология. М.: Пищевая промышленность. 168 с.

Богачев В.В., 1936. Пресноводные и наземные моллюски из верхнетретичных отложений р. Куры // Труды Азерб. Филиала АН СССР. Приложение к Т. 8. 98 с.

Богачев В.В., 1938. Миоцен Закавказья. Баку: АзФАН. 67 с.

Богачев В.В., 1955. Остатки рыб о. Челекен // Изв. АН Туркм. ССР. № 4. С. 23-27.

Богачев В.В., 1958. Рыбы Понтического моря // Докл. АН СССР. Т. 122. № 4. С. 727-729.

Богачев В.В., 1961. Материалы к пресноводной малакофауне Евразии. Киев: Изд-во АН УССР. 403 с.

Богачев В.В., Шишкина А.И., 1915. Фауна и флора соленосных отложений русской Армении // Записки Кавказского Музея. Серия. А, Т. 2. С. 1-15.

Богоров В.Г., 1974. Планктон Мирового океана. М.: Наука. С. 320.

Бондаренко О.Б., Михайлова И.А., 1984. Краткий определитель ископаемых беспозвоночных. М.: Недра. 537 с.

Бонч-Осмоловская Е.А., Горленко В.М., Карпов Г.А., Старынин Д.А., 1987. Анаэробная деструкция органического вещества микробных матов источника Термофильного (кальдера Узон, Камчатка) // Микробиология Т. 56, № 6. С. 1022-1028.

Букетов Е.А., Угорец М.З., 1975. Гидрохимическое окисление халькогенов и халькогенидов. Алма-Ата: Наука. 326.

Буниат-Заде З.А., 1972. Об одной особенности газонефтяных залежей Южно-каспийской впадины // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. С. 566-570.

Бухаркина Т.В., Дигуров Н.Г., 1998. Химия природных энергоносителей и углеродных материалов. М.: РХТУ. 195 с.

Васильева Е.Д., 1994. Морфология черепа атерин Черного, Азовского и Каспийского морей и некоторые проблемы систематики рода *Atherina* (Atherinidae) // Вопросы ихтиологии. Т. 34. N 5. С. 611-621.

Васильева Е.Д., Васильев В.П. 1994а. К систематике кавказских речных бычков (Gobiidae): данные краниологического и кариологического анализов и распределения по биотопам ряда популяций Черноморского и Каспийского бассейнов // Вопросы ихтиологии Т. 34. N 2. С. 187-194.

Вильямс В.Д., 1995. Аральское море: лимнологическая перспектива // Биологические и природоведческие проблемы Аральского моря и Приаралья. Спб.: ЗИН. Ч. 1. С. 237-247.

Витенко В.А., Новоселецкий Р.М., Шевченко Е.Ф., 1985. Нефтегазовогенерационный потенциал отложений основных нефтегазоносных регионов Украины // Органическое вещество современных и ископаемых осадков М.: Наука. С. 147-151.

Волков И.И., 1984. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука. 272 с.

Воробьев В.П., 1949. Бентос Азовского моря. Симферополь: Крымиздат. 195 с.

Воронихин Н.Н., 1953. Растительный мир континентальных водоемов // М.-Л.: Изд. АН СССР. 410 с.

Воропаев Г.В., 1998. Проблема прогноза и управления уровнем Каспийского моря в целях оптимизации природопользования // Научные, экологические и политические проблемы стран Каспийского региона. М.-Найроби. С. 127-144.

Ворошилов А.Г., Гасанов Г.Ю., Мамедова У.Я., 1974. Стратиграфия мезокайнозойских отложений разведочных площадей Советаб-ад-море, яшма-море и куркачидаг-море // Вопросы геологии нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. Баку: АзНИПИнефть. С.194-205.

Воскресенский К.А., Юрина Е.В., 1965. *Asteromonas gracilis* Artari как объект массового выращивания // Вестник МГУ, Сер. 4. № 2. С.29-35.

Высоцкий И.В., Корчагина Ю.И., 1996. Баланс углеводов в континентальном секторе стратисферы // Нефтегазоносные и угленосные бассейны России. М.: МГУ. С. 48-52.

Высоцкий И.В., Кучерук Е.В., 1973. Крупнейшие газовые и конденсатно-газовые месторождения Мира. М.: ВИНТИ. 143 с.

Галимов Э.М., 1972. Возможно ли нефтеобразование неорганическим путем? // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. С. 454-463.

Геодекян А.А., Лопатин Н.В., Романкевич Е.А., Троцюк В.Я., 1985. Исследование эволюции рассеянного органического вещества как основа

сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности акватории // Органическое вещество современных и ископаемых осадков М.: Наука. С. 7-20.

Гордадзе Г.Н., Матвеева И.А., Иванов В.Ф., 2000. Закономерности изменения углеводородного состава нефтей в зависимости от пластовой температуры их залегания // Геология нефти и газа № 6

Горецкий Г.И., 1964. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины М.: Наука. 414 с.

Горленко В.М., Жмур С.И., 1989. Автохтонное органическое вещество диктионемовых сланцев Ордовика Прибалтики // Докл. АН, Т. 309. № 1 154-157.

Горленко В.М., Жмур С.И., Бернад В.В., 1989. Условия образования кукурситов Ордовика Прибалтики // Докл. АН, Т. 308. № 3 678-680.

Горленко В.М., Жмур С.И., Бернад В.В., 1990. Автохтонный источник органического вещества горючих сланцев из Коунской свиты палеогена юго-восточного погружения на Большом Кавказе // Горючие сланцы Т.7, № 1. С. 31-35.

Горонкова О.И., Данилова Г.Ю., Ошанина Н.П., 1988. Биохимический состав золотистой микроводоросли *Monochrysis lutheri* Dr. // Живые корма для объектов марикультуры. М.: ВНИРО. С. 33-38.

Горячева Н.В., 1977. *Dunaliella salina* Teod. в рапных водоемах Крыма // Биология внутренних вод. № 35. С. 18-20.

Григорьев В.М., Долгинов Е.А., Поникаров В.П., 1990. Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра. 415 с.

Гусев Е.Е., 1990. Гипергалинная аквакультура. М.: Агропромиздат. 160 с.

Гусева А.Н., 1996. Состав нефти как источник геолого-геохимической информации // Нефтегазоносные и угленосные бассейны России. М.: МГУ. С. 96-107.

Даидбекова Э.А., Хеиров М.Б., Алекперова Г.А., 1974. Литолого-минералогическая характеристика и генезис глинистых минералов майкопской свиты Азербайджана // Вопросы геологии нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. Баку: АЗНИПИнефть. С. 156-163.

Данильченко П.Г., 1980. Основные комплексы кайнозойских морей Тетиса // Ископаемые костистые рыбы СССР. М.: Наука. С.175-187.

Державин А.Н., 1927. К познанию верхнесарматских амфипод Понтокаспийской области // Бюлл. МОИП, Сер. Геол. Т. 5(2) С. 183-197.

Державин А.Н., 1941. Ископаемые бокоплавы Эльдара // Изв. АЗФАН СССР. N 2. С. 65-69.

Дзенс-Литовский А.И., 1951. Минеральные озера СССР // Проблемы физической географии. М.: АН СССР. С. 36-57.

Дроздова И.Н., 1985. О недооценке роли зоогенной составляющей в рассеянном органическом веществе ископаемых осадков // Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука. С. 80-85.

Ермаков В.И., Мурадян В.М., Ледовская Г.И., 1996. Рациональные направления поисково-разведочных работ на нефть и газ в акватории Среднего Каспия. М.: РАО Газпром. 72 с.

Ефремова А.Г., 1971. Аналогии продуктивной толщи на территории восточной Грузии и Западного Азербайджана // Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеностных областей Советского Союза. М.: Недра. С. 243-248.

Жаковщикова Т.К., 1981. Диатомовые водоросли в колонке донных отложений Аральского моря // Диатомовые водоросли Л.: ЛГУ. С. 102-117.

Животовская А.И., 1969. Плиоцен Северных Каракумов Туркмении и его связь с плиоценом западного Узбекистана // Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад. Вып. 2. С. 157-178.

Жижченко Б.П., 1959. Методы палеогеографических исследований. Л.: Гостоптехиздат. 371 с.

Жижченко Б.П., 1977. Основные этапы генерации углеводородных газов. М.: ВНИИЭГазпром. 47 с.

Жмур С.И., Розанов А.Ю., Соколов Б.А, Баженова О.К., Горленко В.М., 1994. Бактериальные маты как источник материнского вещества нефти // Докл. АН, Т. 334. С. 742-744.

Завьялов В.А., Кукушкина З.П., 1986. Подвижные битумоиды баженовской свиты как показатели ее нефтеносности // Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири. М.: ИГиРГИ. 42-45 С.

Зайцев И.П., 2000. Динамика накопления позднеюрского палеоаллювия и формирование уранового оруденения // Тезисы докладов III Всеуральского металлогенического совещания "Металлогения и геодинамика Урала"
<http://dns.usmga.ru/russian/metallogenia/doctext37.htm>

Заренков Н.А., 1982. Большой практикум по зоологии беспозвоночных. Членистоногие (общие сведения). Ракообразные. М.: МГУ. Ч.1. 194 с.

Заславский Е.М., 1982. Детритное органическое вещество в морских осадках // Условия среды и биопродуктивность моря. М. Пищевая промышленность. С. 34-44.

Зонн И.С., 1999. Каспий: иллюзии и реальность. М.: Эдель-М. 468 с.

Зубков М.Ю., Сонич В.П., Зарипов О.Г, 1986. Геологические и литолого-геохимические критерии промышленной нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири // Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири. М.: ИГиРГИ. 5-14 С.

Иванов М.К., 1999. Фокусированные углеводородные потоки на глубоководных окраинах континентов – Дисс. Д.г-м. н. М.: МГУ. 74 с.

Ивлева И.В., 1969. Биологические основы и методы массового культивирования кормовых беспозвоночных. М.: Наука. 172 с.

Исмаилов К.А., 1972. Об изменении состава и свойств нефти и газа в продуктивной толще Азербайджана // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. С.575-578.

Калугина Н.П., Глебовская Е.А., 1985. Характеристика битумоидов Юго-западного Турменистана в свете данных лабораторного моделирования процессов катагенеза органического вещества // Органическое вещество современных и ископаемых осадков М.: Наука. С. 173-178.

Каширцев В.А., Конторович А.Э., Фипп Р.П., Чалая О.Н., Зуева И.Н. Меметова Н.П., 1999. Биомаркеры в нефтях восточных районов Сибирской платформы как индикаторы условий формирования нефтепроизводящих отложений // Геология и геофизика. Т. 40, № 11. С. 1700-1710.

Кизеветтер И.В., 1973. Биохимия сырья водного происхождения. М.: Пищевая промышленность. 423 с.

Кирюхина Т.А., 1996. Прогноз нефтегазоносности и состава нефтей южной части Баренцева моря // Нефтегазоносные и угленосные бассейны России. М.: МГУ. С. 197-204.

Клесмент И.Р., Побуль Л.Я., Наппа Л.А., 1985. Состав балхашита и вопросы генезиса сапропелитов // Органическое вещество современных и ископаемых осадков М.: Наука. С. 62-72.

Коблицкая А.Ф., 1981. Определитель молоди пресноводных рыб. М.: Легпищпром. 208 с.

Конюхов А.И., 1985. Органическое вещество в мезозойско-кайнозойской истории Атлантики // Органическое вещество современных и ископаемых осадков М.: Наука. С. 85-96.

Корж М.В., 1978. Палеогеографические критерии нефтегазоносности юры Западной Сибири. М.: Наука. 135 с.

Корнеева Г.А. 2000. Современные эколого-биохимические подходы исследований в морях Баренц-региона // Экологические системы и приборы. № 9. С. 40-46.

Красильников П.В., Шоба С.А., 1997. Сульфатные почвы Восточной Финноскандии. Петрозаводск: КНЦ. 159 с.

Кусморская А.П., 1940. Зоопланктон Мертвого Култука и Кайдака // Зоол. журн. Т. 19. №6. С. 831-841.

Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К., 1982. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука. 111 с.

Лебедев Н.П., Троепольский В.И., Эллен С.С., 1972. О природе пермских битумов в Мелекесской депрессии // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. С. 481-484.

Лонг Г., Нелия С., Рудино Е., 1972. Распределение флюидов на структуре Кортемагиоре (долина р. По) // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. С. 214-226.

Лукашев В.К., 1972. Геохимические индикаторы процессов гипергенеза и осадкообразования. Минск: Наука и техника. 318 с.

Мадерни У.Н., 1967. Состояние изученности палеогеновых и неогеновых пресноводных моллюсков Казахстана и Западной Сибири // Стратиграфия и палеонтология мезо-кайнозойских и палеоген-неогеновых отложений азиатской части СССР. Л.: Наука. С. 219-226.

Майер Е.М., Бовина И.Ю., 1983. Количественное распределение фораминифер у восточного побережья южного района Каспийского моря // Биологические ресурсы Каспийского моря. М.: МГУ. С. 44-61.

Майр Э., 1974. Популяции, виды и эволюция. М.: Мир. 460 с.

Масюк Н.П., 1973. Морфология, систематика, экология и географическое распространение рода *Dunaliella* Teod. и перспективы их практического использования. К.: Наукова Думка. 244 с.

Медведева А.М., 1972. Комплексы растительных микроостатков, выделенных из нефти, природного газа и конденсата // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. С. 540-542.

Медведева А.М., Аксенова Г.А., 1976. Электронно-микроскопическое изучение некоторых акритарх из палеозойских нефтей и пород Урало-Поволжья // Применение палинологии в нефтяной геологии. М.: Наука. С. 70-82, табл.

Медведева А.М., Кузовлева Г.А., 1971. Изучение акритарх из нефтей и пород Волго-Уральской области методом реплик // Споры и пыльца в нефтях и породах нефтегазоносных областей. М.: Наука. С. 21-27, табл.

Миронюк В.И., Эйнон Л.О., 1970. Влияние производных фенола на кислородный обмен *Dunaliella salina* Teod. // Гидробиологический журнал 1970. Т. 6, № 3, С. 91-95.

Михайлов И.М. 1999. Тайна нефтегазовых кладов // Потенциал № 4. С. 30-39.

Мордухай-Болтовской Ф.Д., 1960. Каспийская фауна в Азово-Черноморском бассейне. М.-Л.: АН СССР. 286 с.

Мюллер П., Вингольц Р., 1972. О генезисе углеводородов в карбонатных породах цехштейна-2 (верхней перми) на территории Германской Демократической Республики // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. С. 152-161.

Надиров С.Г., Мамедова Д.М., Юсифов Х.М., Соломонов Б.М., 1974. К закономерности распределения залежей нефти и газа в зависимости от литофациальных и литофизических условия // Вопросы геологии нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. Баку: АзНИПИнефть. С. 74-82.

Насиров Р.Н., 1993. Магнетизм нефтей и пород Прикаспия. М.: Недра. 123 с.

Нельсон-Смит А., 1973. Загрязнение моря нефтью. Л.: Гидрометеиздат. 106 с.

Немировская И.А., 1994а. Углеводороды донных осадков // Биогеохимия пограничных зон Атлантического океана. М.: Наука. С. 140-146.

Немировская И.А., 1994б. Углеводороды донных осадков // Биогеохимия пограничных зон Атлантического океана. М.: Наука. С. 335-342.

Неогеновая система / Ред. М.В. Муратов, Л.А. Невеская. М.: Недра, 1986. Полутом. 1. 419 с.

Неогеновая система / Ред. М.В. Муратов, Л.А. Невеская. М.: Недра, 1986. Полутом. 2. 443 с.

Неручев С.Г., 1982. Взаимосвязь эпох накопления органического вещества и урана с рубежами развития органического вещества // Геохимия современных и ископаемых осадков. М.: Наука. 5-14 с.

Неручев С.Г., Рогозина Е.А., Трушков П.А., Зеленченко И.А., 1985. Экзотермический эффект нефтеобразования // Органическое вещество современных и ископаемых осадков М.: Наука. С. 21-31.

Нефтегазо-генетические исследования болгарского сектора Черного моря. София: Изд-во АН Болгарии. 1984. 290 с.

Никитина Е.Н., 1983. Гельминтофауна рыб Красноводского залива. 1. Гельминты *Atherina tochon pontica natio caspia* Eichwald // Биологические ресурсы Каспийского моря. М.: МГУ. С. 147-172.

Парыгина В.С., Соломатин А.В., Шлезингер А.Е., 1989. Печорский позднедевонско-раннекаменноугольный глубоководный бассейн // Геотектоника, № 5. С. 82-92.

Пельш А.Д., 1936. К гидробиологии Карабугаза // Тр. Соляной лаборатории АН СССР. Вып. 5. С. 49-80.

Понизовский А., 1965. Соляные ресурсы Крыма. Симферополь: Крым. 163 с.

Радиогеохимия Черного моря, 1977. / под ред. Поликарпова Г.Г., Рисика Н.С. К.: Наукова думка. 231 с.

Ровнина Л.В., 1986. Особенности нерастворимого органического вещества баженовской свиты // Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири. М.: ИГиРГИ. 124-131 С.

Родионов С.Н., 1991. Основные этапы в ходе уровня Каспийского моря и их связь с изменением климата за последнее тысячелетие // Тр. ГОИН, вып. 183. С. 24-36.

Рокосов Ю.В., 2000. «Загробная» жизнь липидов водорослевой клетки // Природа, № 8. С. 3-8.

Руднева И.И., Щепкина А.М., 1990. Химический состав цист артемий из различных источников // Рыбное хозяйство. № 5. С. 59-60.

Рыка В., Малишевская А., 1989. Петрографический словарь. М.: Недра. 590 с.

Сапунов А.Г., 1974. К вопросу о формировании залежей нефти и газа в ПТ Апшерона // Вопросы геологии нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. Баку: АзНИПИнефть. С. 82-86.

Сапунов А.Г., 1974. К вопросу формирования залежей нефти и газа в ПТ Апшерона // Вопросы геологии нефтяных и газовых месторождений Азербайджана Баку: АзНИПИнефть. С. 74-81.

Сафьянов Г.А., 1987. Эстуарии. М.: Мысль. 189 с.

Свальнов В.Н., 1991. Динамика пелагического литогенеза. М.:Наука. 255 с.

Световидов А.Н., 1937. Рыбы заливов Каспийского моря Комсомолец (Мертвый Култук) и Кайдак // Заливы Каспийского моря М.-Л.: Изд-во АН СССР. С. 183-212.

Севостьянов К.М., 1999. Происхождение нефти и газа в промышленных масштабах в земной коре. М.: Советский спорт. 92 с.

Селиванов О.В., 1991. Моделирование процессов образования нефтяных УВ в условиях безтемпературного неравномерного всестороннего сжатия нефтематеринских пород – Дисс. К.г.-м. н. М.: ИГиРГИ. 26 с.

Сиднев А.В., 1985. История развития гидрографической сети Плиоцена в Предуралье. М.: Наука. С. 221 с.

Сидоренко О.В., Зонн М.С., Корж М.В., 1986. // Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири. М.: ИГиРГИ. 27-41 С.

Сильвермен С.Р., 1972. О происхождении и превращении нефти и газа по данным изотопного состава углерода // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. С. 198-203.

Слободкин А.И., Заварзина Д.Г., Соколова Т.Г., Бонч-Осмоловская Е.А., 1999. Диссимиляционное восстановление неорганических акцепторов электронов термофильными анаэробными прокариотами // Микробиология, Т. 68, № 5. 600-622.

Соколов В.А., 1972. Процессы образования нефти и газа // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. С. 16-39.

Спекторова Л.В., Горонкова О.И., Альбицкая О.Н., Задорин Н.Н., 1988. Производство микроводорослей для целей марикультуры и возможности направленного биосинтеза // Живые корма для объектов марикультуры. М.: ВНИРО. С. 5-15.

Справочник по литологии, 1983 / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. М.: Недра. 509 с.

Старобогатов Я.И., 1970. Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование водоемов земного шара. Л.: Наука. 372 с.

Старобогатов Я.И., 1994. Систематика и палеонтология // Дрейссена: Систематика, экология, практическое значение. М.: Наука. С. 18-46.

Старобогатов Я.И., Иззатуллаев З., 1974. Новые виды солоноватоводных моллюсков семейства Pyrgulidae (Prosobranchia) из Таджикистана // Зоол. журн. Т. 53. N 6. С. 933-935.

Старостин И.В. 1948. Материалы по гидробиологии реликтовых озер Узбоя // Изв. Туркм. ФАН СССР. N.1. С. 58-68.

Старостин И.В. 1969. Фауна внутренних водоемов Туркменистана: Автореф. дисс. ... докт. биол. наук, Ташкент: ТГУ. 26 с.

Старынин Д.А., Горленко В.М., Иванов В.М., Карначук О.В., Намсарев Б.Б., 1989. Альгобактериальные маты бухты Кратерной // Биология моря, № 3 С. 70-77.

Стащук М.Ф., Супрычев В.Л., Хиртая М.С., 1964. Минералогия, геохимия и условия формирования донных отложений Сиваша. Киев: Наукова думка. 173 с.

Страхов Н.М., 1962. Основы теории литогенеза. Закономерности состава и размещения аридных отложений. М.: АН СССР. 550 с.

Султанов А.Д., 1956. Литология продуктивной толщи Ультаги (Кобыстан) // Тр. института Геологии им. акад. И.М. Губкина. Баку: АН Аз. ССР. С. 212-233.

Сущеня Л.М., Семенченко В.П., Вежновец В.В., 1986. Биология и продукция ледниковых реликтовых ракообразных. Минск: Наука. 160 с.

Тарасов А.Г., 1997. Трансграничный перенос раковин моллюсков: ошибки интерпретации и значение в палеоэкологических исследованиях // Изв. Академии Наук. Серия биологическая. № 2. С. 224-227.

Тарасов А.Г., 1998. Каспий – ключ к тайнам черного золота // Вестник Каспия, № 2. С. 26-28.

Тимофеев П.П., Еремеев В.В., Боголюбова Л.И., 1985. Юрский и меловой этапы развития осадочного чехла Атлантического океана и

условия формирования «черных сланцев» // Органическое вещество современных и ископаемых осадков М.: Наука. С. 179-192.

Троцюк В.Я., 1982. Прогноз нефтегазоносности акватории. М.: Недра. 200 с.

Турова Т.П., Буркальцева М.В., Булыгина Е.С., Горленко В.М., 1995. Изучение филогении пресноводных эритробактерий с помощью анализа 5S рибосомных РНК // Микробиология, Т. 64, № 6. С. 728-787.

Успенская Н.Ю., 1972. О периодичности появления нефтегазоносных свит в разрезе в связи с ритмичностью седиментации // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. С. 544-548.

Фивег М.П., 1983. Как образуются залежи каменной и калийных солей. Новосибирск: Наука. 81 с.

Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С., 1984. Палеогеография и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. М.: Наука. 35 с.

Филиппов А.А., 1995. К вопросу о солеустойчивости донных организмов Аральского моря // Биологические и природоведческие проблемы Аральского моря и Приаралья. Спб: ЗИН. Ч.1. С.65-103.

Фролов А.В., 1988. Влияние солености на выживаемость, скорость роста и состав липидов *Artemia salina* L. // Живые корма для объектов марикультуры. М.: ВНИРО. С. 136-145.

Хмелева Н.Н., 1988. Закономерности размножения ракообразных. Минск: Наука и техника. 208 с.

Хребтова Т.В., 1988. Влияние микроводорослей на развитие личинок черноморской устрицы // Живые корма для объектов марикультуры. М.: ВНИРО. С. 15-26.

Хрусталеv Ю.П., 1978. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Р/Д: РГУ. 207 с.

Царев В.П., Сороко Т.И., 1985. Влияние механических полей на преобразование ископаемого органического вещества // Органическое вещество современных и ископаемых осадков М.: Наука. С. 152-156.

Цветкова Н.Л., 1975. Прибрежные гаммариды северных и дальневосточных морей СССР и сопредельных вод. Л.: Наука. 257 с.

Цурикова А. П., Шульгина Е. Ф., 1964. Гидрохимия Азовского моря. Л.: Гидрометеиздат. 38 с.

Чепикова И.К., 1971. Акритархи вендских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной области и их значение в стратиграфии // Споры и пыльца в нефтях и породах нефтегазоносных областей. М.: Наука. С. 60-69, табл.

Чепикова К.Р., Медведева А.М., 1971. Споры и пыльца в нефти, газе, конденсатах и в водах нефтяных бассейнов // Споры и пыльца в нефтях и породах нефтегазоносных областей. М.: Наука. С. 60-69, табл.

Чумаков И.С., 1967. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и верхнем Египте. М.: Наука. 115 с.

Чумаков И.С., 1996. Об одной проблеме соленакопления в Мессинском эвапоритовом бассейне // Вестник МГУ. Сер. Геол. С. 40-45.

Чумаков И.С., 2000. К проблеме границы миоцена—плиоцена в Эвксине // Стратиграфия и геологическая корреляция. Т.8, № 4. С. 84-92.

Шапоренко С.И., 2000. Анаэробный слой гидросферы: концепция выделения и закономерности существования // Известия РАН. Серия географическая, № 4. С 19-28.

Шершов С.В., Проскурина Е.С., Писарева Н.А., Масленникова Н.В., Климова Т.Г., Жакевич М.Л., Рубцова Т.Е., 1988. Исследование биохимического состава, некоторых видов живых кормов, используемых при выращивании личинок кефалей // Живые корма для объектов марикультуры. М.: ВНИРО. С. 103-119.

Эрхард Ж.А., Сежен Ж., 1984. Планктон. Л.: Гидрометеиздат. 256 с.

Юдина Н.В., Писарева С.И., Пынченкова В.И., Лоскутов Ю.В., 1998. Параметры оценки биологической активности органического вещества сапропелей // Химия растительного сырья. №4. С. 33-38.

Юрина Е.В., 1966. Опыт культивирования галобиионных водорослей *Asteromonas gracilis* Artari и *Dunaliella salina* Teod. // Вестник МГУ, Сер. 4. № 6. С.76-83.

Юрков В.В., Горленко В.М., Митюшина Л.Л., Старынин Д.А., 1991. Влияние лимитирующих факторов на структуру фототрофных сообществ в большереченских термальных источниках // Микробиология Т. 60, № 6. С. 129-137.

Якубов А.А., Маггераммова Ф.С., 1972. О генезисе нефтяных вулканов и их роли в формировании нефтегазоносных залежей // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. С. 570-575.

Якупов В.С., 1997. Залежи углеводородов и сопутствующие им аномалии глубины залегания верхней и нижней границ мерзлых толщ // Соросовский образовательный журнал. № 11. С. 59-63.

Barnard J.L., Barnard C.M., 1983a. Freshwater Amphipoda of the World. Pt. I. Mt. Vernon, Virginia: Hayfield Associates, 358 p, pls. I-XVII.

Barnard J.L., Barnard C.M., 1983b. Freshwater Amphipoda of the World. Pt. II. (Handbook and bibliography) Mt. Vernon, Virginia: Hayfield Associates. pp. 359-830, pls. XVIII-XIX.

Barron, E.J., Harrison S.D., Sloan G.L., Hay W.W., 1981. Paleogeography, 180 million years to present // Eclog. Geol. Helv., V. 74, N 2. P. 443-470.

Demitzakis M.D., 1979. Stratigraphy and fauna of Upper Miocene deposits in Armyri Panayia section (Hiracleon province, E.Crete) // *Annales Geologiques des pays Helleniques*. Athenes. F. 3. P. 1321-1331.

Diaz J.L., Scarton J.C., Esteves F.R. et al., 1990. Aspectos da evolucao tectono-sedimentar e a ocorrencia de Campos // *Origem e evolucao de basias sedimentares*. Petrobras, Rio de Janeiro. P. 333-360.

Fisher W., Schneider M., Baucholt M.L., 1987. Mediterranee et mer Noire. Zone de Peche 37. Vegetaux et invertebrates. Rome: FAO. Revision 1, Vol.1. 407 p.

Hagan G.M., Logan B. W., 1975. Prograding tidal-flats sequences: Hutchison Embayment, Shark Bay, Western Australia // *Tidal deposits*. Springer Verlag. P. 215-222.

Hsu K., 1972. When the Mediterranean Dried Up // *Scientific American*. May. P. 30-36.

Hypersaline Ecosystems. The Gavish Sabkha, 1985 / Ed. Friedman G.M., Krumbein W.E. Springer Verlag. 484 p.

Ivanova M.B., Balushkina E.B., Basova S.L., 1994. Structural-functional reorganization of ecosystem of hyperhaline Lake Saki (Crimea) at increased salinity // *Russian Journal of Aquatic Ecology*. Vol. 2 № 2. P. 111-126.

Jaekel G.A.S., 1967. Gastropoda // *Limnofauna Europaea* (Ed. J.Illies), pp. 89-104. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.

Jiamo Fu, Guoying Sheng, Pingan Peng, Brassel Simon C., Eglinton Geoffrey, Jigang Jiang, 1986. Peculiarities of alt lake sediments as potential rocks in China // *Organic Geochemistry*, V.10, № 1-3. P. 119-126.

Jones R.W., Simmons M.D., 1996. A review of the stratigraphy of eastern Paratethys (Oligocene-Miocene). // *Bull. Natural History Museum Lond. (Geol.)* V. 52, N 1. P. 25-49.

Jurisc-Polsak Z., 1979. Miocenske i Pliocenske neritide u Hrvatskoj // *Paleontologia Jugoslavica*, Zagreb. Sv. 22. P. 1-50.

Karabakh – 2nd major oil contract // *Azerbaijan International*, Spring, 1996 38 p.

Kinne O., 1971. Marine Ecology. London, N.Y., Sydney, Toronto. Vol. 1, part. 2. 1244 p.

Laporte L.F., 1975. Carbonate Tidal-Flat deposits of the Early Devonian Manlius Formation of New York State // *Tidal deposits*. Springer Verlag. P. 243-250.

Mauchline J., Murano M., 1977. World list of the Mysidae, Crustacea. *Journ. of the Tokyo University of Fisheries*. Vol. 64 № 1: 39-88.

Miller J.A., 1975. Facies characteristics of Laguna Madre wind-tidal flats // *Tidal deposits*. Springer Verlag. P.67-73.

Papp A., 1985. Die Mollusken-Fauna des Pannonien der Zentralen Paratethys // Chronostratigraphie und Neostatotypen der Zentralen Paratethys. Budapest: Akademiai Kiado. Bd. 7. S. 274-340.

Radoman P., 1983. Hydroboidea a superfamily of Prosobranchia (Gastropoda). Beograd. 256 p.

Rogl F., Steininger F.F., 1983. Vom Zerfall der Tetys zu Mediterran and Paratethys Die Neogene Palaogeographie und Palinpastik des zirkum mediterranen Raumes // Ann. Naturhist. Mus. Wien. Bd. 85A, S. 135-163.

Salemaa H., Kamaltynov R., 1994. The chromosome numbers of endemic Ampipoda and Isopoda - an evolutionary paradox in the ancient lakes Ohrid and Baikal // Arch. Hydrobiol. Ergebn. Limnol., N44. P. 247-256.

Salinity and aridity. New approaches and old problems / Ed. Boyko H., In[^] Hague, 1966. 408 p.

Selli R., 1983. An Outline of Italian Messinian // Messinian events in the mediterranean. Amsterdam, London: North-Holland Company. P. 150-171.

Shank P.E., 1975. Carbontate-Sulfate intertidalites of the Windsor Group (Middle Carboniferous) Maritime Provinces, Canada // Tidal deposits. Springer Verlag. P. 373 -380.

Shcherbakov V., 1999. How to recover Caspian oil // Oil of Russia, № 2. P.16-18.

Spandl H., 1926. Die Tierwelt der unterirdischen gewasser. Wien. 235 s.

Starobogatov Ya.I., 1995. Taxonomy and geographical distribution of crayfish of Asia and East Europe (Crustacea Decapoda Astacoidei) // Arthropoda selecta 4(3-4): 3-25.

Sturani C., 1973. A fossil cel (*Anguilla sp.*) from the Messinian of Alba (Tertiary predominates basin). Palaeoenvironmental and palaeogeographic implication // Messinian events in the mediterranean. Amsterdam, London: North-Holland Company. P. 243-255.

Talyzina N.M., Moldovan N.M., Johannisson A., Fargo F.J., 2000. Affinities of Early Cambrian acritarchs studied by using microscopy, fluorescence flow cytometry and biomarkers // Review of Palaeobotany and Palynology. 108. P. 37-53.

Tarasov A.G., Kazantseva S.Z., 1994. Post-mortem transport of freshwater mollusc shells in the northern Caspian Sea: a cautionary note on the implications for palaeoecological reconstructions // Int. J. Salt Lake Research. No3. P. 49-52.

Thiele J., 1925-1935. Handbuch der systematischen Weichtierkunde. Jena. Gustav Fisher. 1154 S.

Thompson R.W., 1975. Tidal-Flat sediments of the delta. Northwestern Gulf of California // Tidal deposits. Springer Verlag. P.57-65.

Veuille M., 1979. L'evolution du genre *Jaera* Leach (Isopodes, Asselotes et ses rapports avec l'histoire de la Mediterranee / Bijdr. Dierkunde, Bd. 49, N2. P. 195-217.

Walker R.G., Harms J.C., 1975. Shorelines of Weak Tidal Activity; Upper Devonian Catskill Formation, Central Pennsylvania // Tidal deposits. Springer Verlag. P. 103-108.

Watanabe T., Kitajima C., Fujita S., 1983. Nutritional values of live organisms used in Japan for mass propagation of fish: review // Aquaculture. V. 34. P. 115-143.

Сведения об авторе Тарасов Анатолий Геннадьевич – кандидат биологических наук. Эколог. Автор более 70 работ по гидробиологии, экологии и палеоэкологии, биоразнообразию, антропогенному воздействию на водные экосистемы. Отзывы на работу прошу направлять: AnatolyTarasov@mtu-net.ru