

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НЕФТЕ- И ГАЗООБРАЗОВАНИЯ: ИСТОРИКО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

**А.Ф. Сафронов**

*Институт проблем нефти и газа СО РАН, 677698, Якутск, ул. Октябрьская, 1, Россия*

Значительные вариации глубинной зональности катагенеза рассеянного органического вещества (РОВ) обусловлены влиянием большого количества физико-геологических факторов на процесс катагенетического преобразования РОВ. Эволюцию осадочно-породных бассейнов (ОПБ) следует рассматривать как последовательную смену различных уровней организации этой системы. Структура системы в процессе ее эволюции определяется при сохранении ее целостности взаимодействием слагающих ее подсистем. Любой параметр системы ОПБ (физические свойства пород, степень катагенеза ОВ, температура, пластовые давления, фазовые соотношения углеводородов (УВ)) — это результат процессов, протекающих в системе. Изучение таких параметров в пространстве и во времени позволяет проследить структуру изменяющейся системы. Интенсивность течения процессов литификации терригенных пород, катагенетического преобразования органического вещества (ОВ) и генерации УВ во времени аппроксимируется криволинейной зависимостью, которая на определенном этапе принимает асимптотический характер. Иными словами, эти процессы резко затухают через  $(150 \pm 50)$  млн лет после завершения основного осадконакопления. Система ОПБ с естественной совокупностью основных подсистем (минеральной, водной, органической, углеводородной) представляет собой образование, для которого возраст безотносителен (по крайней мере, в течение фанерозоя), а важнее параметр длительности. Дан анализ процесса вертикальной зональности УВ, который включает в себя все доступные наблюдению процессы различной природы в пределах единого объекта — ОПБ. Для этих процессов выявлены или предполагаются взаимосвязи событий, качественных изменений на разных временных и пространственных уровнях.

*Вертикальная зональность генерации УВ, катагенез РОВ, литификация терригенных пород, температура, длительность процесса.*

### VERTICAL ZONING OF OIL AND GAS FORMATION: HISTORICO-GENETIC ASPECTS

**A.F. Safronov**

Considerable variations in depth zoning of dispersed organic matter (DOM) catagenesis are caused by various physical and geological factors. The evolution of a sedimentary basin (SB) implies successive changes in organization levels of this system. In the process of evolution the system structure is determined by the interaction of its subsystems. Any parameter of an SB (physical properties of rocks, degree of OM catagenesis, temperature, formation pressure, phase ratio of hydrocarbons) is governed by the processes running in the system. Variations of these parameters in space and time characterize the structure of the changing system. The intensity of lithification of terrigenous rocks, OM catagenesis, and HC generation in time is approximated by a curvilinear relation, which becomes asymptotic at a particular stage. In other words, these processes drastically decay  $150 \pm 50$  Myr after the main sedimentation had completed. For an SB system with a natural set of main subsystems (mineral, water, organic, hydrocarbon), the age is less important (at least throughout the Phanerozoic) than the duration of the process. Analysis is given to the formation of vertical HC zoning, which includes all the processes observable within an SB. The relationship of events and qualitative temporal and spatial changes during these processes is considered.

*Vertical zoning of HC generation, DOM catagenesis, lithification of terrigenous rocks, temperature, process duration*

### ВВЕДЕНИЕ

В основе историко-генетического метода в нефтяной геологии лежат представления о стадийности и определенной последовательности процессов генерации жидких и газообразных УВ. Введение понятий о главной фазе нефтеобразования (ГФН) Н.Б. Вассоевичем (1967 г.) и главной зоне нефтеобразования (ГЗН) А.Э. Конторовичем (1967 г.) позволило четко сформулировать основные положения о вертикальной зональности нефте- и газообразования (В.А. Соколов, 1971 г.; И.В. Высоцкий, 1967, 1973 гг.; А.Э. Конторович, 1973, 1976 гг.; А.А. Трофимук, 1973 г.; и др.).

Сущность вертикальной зональности генерации жидких и газообразных углеводородов (УВ) заключается в постепенном возрастании (с глубиной погружения отложений) масштабов генерации УВ до максимальных (в оптимальных условиях) и столь же постепенном затухании их генерации на больших

глубинах. Гипсометрическое положение максимумов генерации жидких и газообразных УВ по вертикали колеблется в весьма широких пределах и определяется большим количеством факторов. Общим для максимумов генерации УВ является то, что они приурочены к одной стадии преобразования осадочных пород — к катагенезу.

Совпадение во времени и пространстве процессов генерации, миграции и аккумуляции УВ определяет нефтегазоносность осадочно-порodных бассейнов (ОПБ).

Однако при довольно четко определенных термобарических параметрах зон генерации жидких и газообразных УВ в осадочных бассейнах мира наблюдаются существенные различия в глубинной зональности катагенеза РОВ.

Наиболее полный анализ глубинной зональности катагенеза РОВ для различных геотектонических структур с учетом физико-геологических факторов сделан Г.М. Парпаровой, С.Г. Неручевым с соавторами [Парпарова и др., 1979; Катагенез..., 1981]. Они считают, что наиболее растянутая глубинная зональность катагенеза (нижняя граница ПК — до 3.1, МК<sub>1</sub> — до 4.2, МК<sub>2</sub> — 5 км и глубже) отмечается «в областях альпийской складчатости, в синеклизах, впадинах и авлакогенах как молодых, так и древних платформ со значительной мощностью осадочного чехла (8—20 км) и особенно в районах интенсивного проявления соляной тектоники...» [Катагенез..., 1981, с. 153]. Сжатая глубинная зональность (ПК — до 1.5, МК<sub>1</sub> — до 2, МК<sub>2</sub> — до 2.4—2.7 км) наблюдается на древних и эпипалеозойских платформах и в зонах мезозойской и палеозойской складчатости. В более поздних работах эти представления дополнены новыми данными.

Для пермских—нижнемезозойских отложений Западной Якутии [Геохимия..., 1984] для РОВ установлена следующая глубинная зональность катагенеза (м): ПК — до 1300—1800, МК<sub>1</sub> — до 1800—3200, МК<sub>2</sub> — 3200—3800, МК<sub>3</sub> — 3800—4000.

Для юрских и триасовых отложений восточного склона Уренгойского вала и Нижнепурского прогиба Н.В. Лопатин с соавторами [1997] приводят следующий вертикальный ряд катагенеза: МК<sub>4</sub> на глубине 4250—4750, МК<sub>5</sub> — 4750—5300 м.

А.Э. Конторович с соавторами [2000] существенно уточнили и детализировали представления о глубинной катагенетической зональности катагенеза ОВ отложений триаса и юры севера Западно-Сибирской плиты. В частности, показано, что нижние границы градаций катагенеза для разных районов севера Западно-Сибирской плиты залегают на глубинах (км): ПК — 1.5—2.5, МК<sub>1</sub> — 3.0—3.9, МК<sub>2</sub> — 2.8—4.5, МК<sub>3</sub> — 3.2—5.5. При этом авторы отмечают секущий характер границ градаций по отношению к стратиграфическим границам, растянутость зональности катагенеза. Последнюю они связывают с существенной мощностью осадочного чехла, «что приводило к ослаблению тепловых потоков от фундамента вверх по разрезу и соответственно к замедлению здесь интенсивности преобразования ОВ» (с. 54). Существенным является вывод о том, что максимальные палеотемпературы были заметно выше современных.

Сложную катагенетическую обстановку в базальных горизонтах юры отмечают А.Н. Фомин с соавторами [2001]. В частности, в Ямальской нефтегазоносной области (НГО) с юга на север и от периферии бассейна к центральной части преобразованность ОВ юрских отложений возрастает от градаций МК<sub>1</sub> до апокатагенеза. Эта же закономерность изменения катагенеза ОВ прослеживается и в кровле верхнеюрских отложений, только уровень преобразованности ОВ в них заметно ниже. Кроме того, отмечается факт сокращения мощности зон градаций по мере возрастания степени катагенеза.

Для триасовых отложений Восточно-Маньчжурского прогиба Предкавказья нижняя граница МК<sub>4</sub> установлена на глубине 4500 м [Фрик и др., 2004].

Из вышесказанного следует, что столь значительные вариации глубинной зональности катагенеза РОВ обусловлены влиянием большого количества физико-геологических факторов на процесс катагенетического преобразования РОВ. К числу этих факторов относятся: температура, давление, время (длительность), литологический состав отложений, особенности геологического развития конкретного ОПБ, гидродинамические и гидрохимические условия и т. д. Причем единства взглядов на роль того или иного фактора преобразования РОВ у исследователей нет.

Если допустить, что определенной температуре соответствуют конкретные физико-химические процессы преобразования ОВ, то следует признать, что при катагенезе ОВ длительность компенсации температуры может быть незначительной. Другими словами, в конкретном температурном диапазоне при достижении соответствующей степени преобразованности РОВ (ОВ) скорость (интенсивность) физико-химических реакций, ведущих к дальнейшему катагенетическому преобразованию РОВ (ОВ), должна, по-видимому, асимптотически стремиться к нулю. Так, В.И. Москвиным [1981] приведено модельное описание процесса преобразования ОВ, согласно которому при достижении системой горная порода—ОВ—УВ стационарного состояния время не влияет на степень преобразования ОВ. Длительность перехода в стационарное состояние названа им временем стабилизации и принята равной (50 ± 15) млн лет. Течение реакций в условиях стационарного состояния не влияет на степень преобразованности ОВ, а количество продуктов реакции определяется условиями массообмена системы со средой.

В известной степени модель В.И. Москвина является развитием взглядов Ли Пингтана, П. Хаквебарда, В.Н. и Ю.Н. Нагорных, считавших, что возобновление процесса углефикации после достигнутого равновесия возможно только в случае дальнейшего повышения температуры. Этой точки зрения придерживался, по-видимому, и В.И. Ручнов (1979 г.), называя этот интервал временем эффективной длительности. Для Азово-Кубанского и других молодых бассейнов он принимал его равным 4 млн лет.

Не находятся в противоречии с этими представлениями и взгляды С.Г. Неручева и Г.М. Парпаровой. На материале палеозойских и мезозойских угленосных и нефтегазоносных бассейнов ими показана сходная палеоглубинная зональность стадийности метаморфизма углей и катагенеза РОВ. Они это объясняли близкими палеогеотермическими режимами в осадочных бассейнах, развитием максимальных температур на стадии максимального погружения. В последующих работах эти авторы пришли к мнению о незначительном влиянии времени (до градаций МК<sub>2</sub>—МК<sub>3</sub>) на катагенез РОВ — повышение степени катагенеза на градацию или полградации [Катагенез..., 1981].

Встает вопрос о влиянии длительности пребывания на той или иной стадии преобразованности РОВ (ОВ) на масштабы генерации.

С.П. Максимов с соавт. [1975] привели данные, свидетельствующие об определенной зависимости некоторых характеристик битумоидов и нефтей Западного и Восточного Предкавказья от длительности нахождения отложений в зоне ГФН; кроме того, они указывали на зависимость масштабов генерации УВ и их эмиграции от времени нахождения в условиях высоких температур (выше 60 °С). О влиянии на масштабы генерации УВ длительности пребывания в определенных температурных условиях отмечали А.А. Бакиров с соавторами [1978], А.Ф. Сафронов с соавторами [1979].

Согласно Н.В. Лопатину [1983], ОПБ является открытой динамической самоорганизующейся системой. Эволюцию ОПБ следует рассматривать как последовательную смену различных уровней организации этой системы, структура которой в процессе эволюции определяется (при сохранении ее целостности) взаимодействием слагающих ее подсистем. В любой системе может быть выделено множество подсистем, которые, в свою очередь, могут рассматриваться как системы более низкого уровня. Выделим в системе «осадочно-породный бассейн» четыре подсистемы — минеральную, водную, органическую и углеводородную. Для каждой из них характерна определенная совокупность процессов, протекающих в конкретных термобарических условиях. Так, например, в определенном объеме осадочных пород ОПБ могут происходить одновременно процессы: литификации осадочных пород, выражающейся в изменении их физических свойств; трансформации глинистых минералов; термокаталитического преобразования ОВ, сопровождающегося изменением соотношения углеводородных и неуглеводородных компонентов; фазовых превращений углеводородных флюидов; процессы миграции УВ. В силу этого структура системы ОПБ полихронна во времени и пространстве, а также она может быть неоднородной по трем осям координат вследствие различия физических свойств осадочных пород. Например, в неинверсированном ОПБ в верхних частях разреза на долю водной подсистемы приходится до 25—30 % объема системы, а в нижних — менее 10 %, или разновозрастные отложения в ОПБ в разных его частях находятся на разных стадиях катагенетической преобразованности. В соответствии с вертикальной зональностью генерации УВ в разных частях объема ОПБ будут различные соотношения газообразных и жидких УВ в углеводородной подсистеме [Сафронов, 1992, 2004].

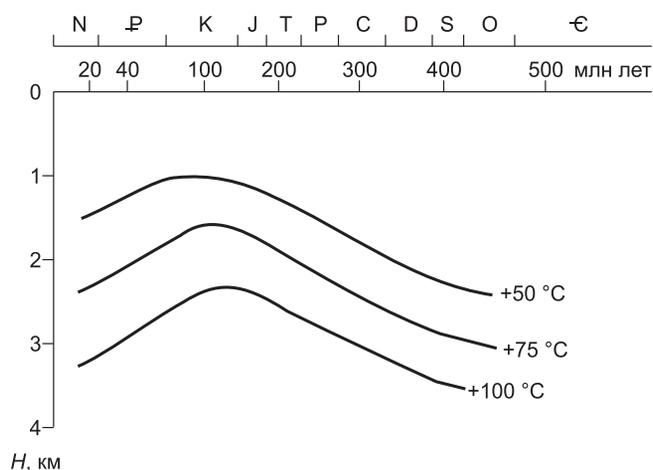
Структура процессов, протекающих в системе ОПБ, является синхронной и диахронной. Синхронность заключается в параллельном течении процессов (катагенетическое преобразование пород, катагенез ОВ и генерация УВ, первичная и вторичная миграция УВ и т. д.), а диахронность — в разновременности состояний этапов, стадий одного процесса (градации катагенеза ОВ, процессы трансформации глинистых минералов, генерация жидких и газообразных УВ, различные механизмы первичной миграции УВ и т. д.).

Любой параметр системы ОПБ (физические свойства пород, степень углефикации ОВ, температура, пластовые давления, фазовые соотношения УВ и т. д.) следует рассматривать как результат процессов, протекающих в системе. Изучение таких параметров в пространстве и во времени позволяет проследить структуру изменяющейся системы.

В основе наших историко-генетических построений лежит принцип, по которому разновозрастные ОПБ являются разновременными (разностадийными) его состояниями. Следовательно, исследование каких-то характеристик структуры ОПБ и их сравнение в пространственно-временных координатах позволяют представить изменение параметров ОПБ, их эволюцию в течение времени.

В таком плане проанализировано распределение современных пластовых температур в ряде нефтегазоносных территорий мира (Волго-Уральская провинция, Днепровско-Донецкая впадина, Туранская плита, Предкавказье, Апшерон, Галф-Кост, бассейны Перт, Бонапарт-Галф, Гипсленд, Северное море и др.). В выборку не были включены районы с проявлениями соляной тектоники и регионы, где на современный геотермический режим заметное влияние оказывает криолитозона. Все изученные регионы не испытали существенных инверсионных движений, а пластовые температуры использовались из районов, где современные глубины залегания отложений близки к максимальным палеопогружениям.

**Рис. 1. Распределение современных пластовых температур в некоторых нефтегазоносных регионах мира.**



Пластовые температуры наносились на график: глубина залегания — геологический возраст (рис. 1). Видим, что изотермы +50, +75 и +100 °С, в неогеновых отложениях располагающиеся на глубинах 1600, 2600 и 3700 м соответственно, в меловых—юрских отложениях имеют наиболее высокое гипсометрическое положение — 900, 1900 и 2800 м. В более древних отложениях эти изотермы постепенно погружаются на большие глубины — примерно до 3000 м (изотерма +50 °С), до 3600 м (+75 °С) и до 4700 м (+100 °С) в кембрийских отложениях.

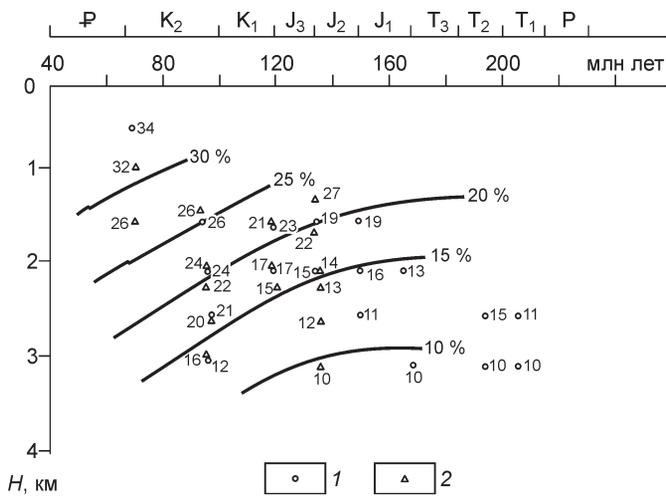
Полученное распределение пластовых температур, характеризующее современное геотермическое поле в разновозрастных ОПБ, подтверждает высказываемое многими исследователями мнение о существенном влиянии литологического фактора на геотермический режим. Известно, что с повышением плотности (понижением пористости) пород повышается их теплопроводность. В силу этого слаболифитифицированные осадки имеют низкую теплопроводность и являются своеобразными теплоизоляторами. В этом плане, например, упоминается майкопская свита Предкавказья, верхнемеловые и палеогеновые глинистые толщи севера Западно-Сибирской плиты, средне-верхнеплиоценовые отложения Южно-Каспийской впадины.

По мнению американских геологов, глины препятствуют свободной конвекции тепла и «являются как бы «изоляторами», благодаря которым тепло недр достигает поверхности лишь через определенное время» [Клемме, 1978, с. 189]. Б.С. Купер и др. [Cooper et al., 1975], рассматривая геотермический режим кайнозойских и мезозойских отложений Северного моря, ввели понятие «тепловой фронт» (front of heat), связанное с геотермическими событиями в верхней мантии и земной коре, движение которого вверх по осадочному разрезу определяется теплофизическими параметрами пород.

Установленное распределение температур хорошо согласуется и с представлениями А.А. Смыслова с соавторами [1979], выделяющими области со стационарным и нестационарным тепловыми полями. Повышение температур на одинаковой глубине при переходе от молодых отложений к более древним (в абсолютном летоисчислении до 150—200 млн лет), с одной стороны, отражает движение вверх по разрезу «теплого фронта» по мере увеличения степени литифицированности пород, а с другой — свидетельствует о нестационарном тепловом режиме, сохраняющемся в ОПБ в течение последних 150—200 млн лет. Правая часть рис. 1, где наблюдается постепенное погружение изотерм, соответствует областям со стационарным тепловым режимом. В пределах этих областей происходит постепенное остывание верхних слоев литосферы за счет главным образом кондуктивного выноса тепла литифицированными породами. Этот процесс, по-видимому, растянут на несколько сотен миллионов лет и может быть аппроксимирован экспоненциальной зависимостью. Наклон линий (см. рис. 1, правая часть графика) хорошо совпадает с данными из работы Дж. Джекобса и Д. Аллана [Jacobs, Allan, 1956], скорости охлаждения земной коры для мезозойских отложений составляют 0.05 °С/млн лет и для палеозойских — 0.06 °С/млн лет. С выявленным распределением температур согласуется и вывод А.Э. Конторовича с соавторами [2000].

Из вышесказанного следует, что полученное распределение пластовых температур в рассмотренном диапазоне глубин в разновозрастных отложениях отражает эволюцию геотермического режима в ОПБ. Данную модель можно использовать для ретроспективных реконструкций геотермического режима на любом отрезке истории в течение всего фанерозоя. При этом надо сделать два допущения — квазистационарность теплового потока в течение всего фанерозоя на континентах и распределение наблюдаемых в настоящее время закономерностей зависимости физических свойств осадочных пород от глубины максимального погружения в геологическое прошлое в пределах фанерозоя. Первое допущение вытекает из относительной неизменности теплового поля Земли в течение последнего миллиарда лет (Е.А. Любимова, В.С. Сафронов, С.В. Маев и др.); второе — из неизменности объема Земли, по крайней мере, в течение фанерозоя.

Вариации гипсометрического положения изотерм в геологическом прошлом по сравнению с современным могут быть обусловлены колебаниями температуры нейтрального слоя, особенностями строения, состава и толщины разреза осадочного бассейна, минералогическим составом глинистых толщ (наилучшие изоляторы), гидродинамическими условиями и т. д.



**Рис. 2.** Изменение коэффициента открытой пористости мелкозернистых песчаников в функции от времени.

1 — Вилюйская синеклиза; 2 — Западно-Сибирская плита.

Качественными показателями степени катагенетической преобразованности терригенных пород являются их физические свойства. Используем тот же принцип, что и для изучения эволюции геотермического режима ОПБ. Рассмотрим коэффициент открытой пористости ( $K_p$ ) песчаников и плотность глинистых пород ( $\gamma$ ) на одних и тех же глубинах залегания с позиций разновременности их характеристик.

Проанализированы определения  $K_p$  мелкозернистых песчаников перми, триаса, юры и мела из глубоких скважин Вилюйской синеклизы [Сафронов, 1983].

В выборку вошли сведения по территориям, где современные глубины погружения изученных отложений равны или близки к максимальным палеопогружениям, и не учитывались данные по песчаникам с базальным карбонатным цементом. По составу обломочной части преобладают песчаники аркозовой группы, в отдельных частях разреза (верхняя пермь, нижний триас) весьма существенная роль принадлежит песчаникам граувакковой группы; практически по всему разрезу встречаются песчаники кварцевой группы (по классификации В.Д. Шутова).

Для перми, нижнего, среднего—верхнего триаса, нижней, средней—верхней юры, нижнего и верхнего мела подсчитаны средневзвешенные значения  $K_p$  песчаников через 500-метровые интервалы глубин (в выборку включались образцы, залегающие в интервалах 1450—1550, 1950—2050 м и т. д.). Кроме того, использовались данные из работы Б.А. Лебедева с соавторами [Влияние..., 1976], в которой прослежено изменение  $K_p$  через 100-метровые интервалы в песчаниках тюменской свиты, горизонта Ю<sub>1</sub>( $J_{1-II}$ ), вогулкинской пачки, нижне- и верхнемеловых отложений отдельных районов Западно-Сибирской плиты. Для наших построений из этой работы были взяты максимальные значения на кривых распределения  $K_p$  для тех или иных глубин залегания. По вещественному составу песчаники Западно-Сибирской плиты весьма близки к песчаникам верхнепалеозойского—мезозойского разреза Вилюйской синеклизы.

Эти данные наносились на график: глубина залегания — геологический возраст (рис. 2). Из рис. 2 видно, что градиенты изменения  $K_p$  с глубиной для исследуемых отложений Вилюйской синеклизы и Западно-Сибирской плиты в рассматриваемом диапазоне глубин колеблются в пределах 5—10% на 1000 м. В этой связи мы вправе допустить адекватность процессов снижения  $K_p$  с глубиной в данных регионах. Кроме того, очевидно и адекватность процессов уплотнения песчаников и сопровождающих его структурно-минералогических преобразований в историко-геологическом плане для определенных термобарических условий.

Если рассматривать процесс уменьшения  $K_p$  с глубиной как результат накопления в породе под действием постоянной нагрузки, деформаций (подразумеваются все механические и структурно-вещественные изменения породы), то из рис. 2 следует, что при достижении определенной величины  $K_p$  (назовем ее «пороговой») для той или иной глубины скорость деформации породы во времени (градиент снижения  $K_p$ ) резко замедляется и градиент деформации асимптотически стремится к нулю. Так, на глубине 3000 м «пороговая»  $K_p$  равна 10%, на глубине 2000 м — около 15%, на глубине 1000 м — 23%.

Приведенные данные (см. рис. 2) позволяют сделать вывод о достаточно тесной взаимосвязи геостатического давления и длительности в процессе катагенетического преобразования терригенных пород. Увеличение глубины залегания песчаников с близкими значениями коэффициента пористости по мере уменьшения их возраста свидетельствует о достаточно четкой зависимости в допороговых  $K_p$  от времени. Неодинаковая продолжительность достижения «порогового» коэффициента пористости на разных глубинах достаточно убедительно свидетельствует о том, что геостатическое давление может компенсировать время (длительности) в диапазоне допороговых значений  $K_p$ .

Влияние времени (длительности) на емкостные свойства песчаников устанавливается и при сравнении одновозрастных песчаников осадочных бассейнов с мезозойским и кайнозойским осадконакоплением. Так, по данным Б.П. Назаревича с соавторами [1977], средние значения  $K_p$  песчано-алевритовых пород Восточного Предкавказья на глубине 3000 м составляют для юрских пород 14%, для нижнемеловых — 20%, что заметно выше по сравнению с одновозрастными песчаными породами Западно-Сибирской плиты и Вилюйской синеклизы. Естественно, что в какой-то степени это объясняется седиментогенными структурно-вещественными особенностями отложений Восточного Предкавказья. Но, на наш

**Рис. 3. Изменение плотности ( $\text{г/см}^3$ ) глинистых пород в функции от времени.**

1 — Западное Предкавказье; 2 — Апшерон; 3 — Восточное Предкавказье; 4 — Прикаспийская синеклиза; 5 — Западно-Сибирская плита; 6 — Вилуйская синеклиза.

взгляд, существенно и то, что на глубину 3000 м в Предкавказье данные отложения были погружены 20—30 млн лет тому назад, а в Вилуйской синеклизе, к примеру, — около 100 млн лет тому назад.

В частности, именно незначительной продолжительностью пребывания (менее 10 млн лет) на глубинах свыше 3000 м характеризуются среднеплиоценовые отложения продуктивной толщи (ПТ) Апшеронского полуострова. По данным Э.А. Дайдбековой с соавторами [1980], нами рассчитаны средние значения  $K_{\text{п}}$  песчаников ПТ: в интервале 3300—3800 м — 22.9 %, в интервале 4000—4200 м — 16.7 %, в интервале 5000—5400 м — 14.3 %. Согласно рис. 2, значения  $K_{\text{п}}$  среднеплиоценовых песчаников Апшерона в интервале глубин 3300—3800 м четко ложатся в установленную закономерность изменения коэффициентов пористости. Указанные авторы на основании данных о распределении значений  $K_{\text{п}}$  по глубине приходят к выводу о незначительной роли гравитационного фактора в ухудшении с глубиной физико-емкостных свойств песчаников, отводя основную роль условиям осадконакопления и вторичным процессам. На наш взгляд, высокие значения  $K_{\text{п}}$  среднеплиоценовых песчаников Апшерона следует объяснять тем, что эти песчаники «не успели» уплотниться. Некоторые исследователи рассматривают такие факты как результат «разуплотнения», если точнее, то поровая вода еще не успела «отжаться». Отсюда следует, что элизионный гидродинамический режим существует только в условиях допороговых значений  $K_{\text{п}}$  песчаников.

Аналогичным образом проанализировано влияние фактора времени (длительности) на изменение плотности ( $\gamma$ ,  $\text{г/см}^3$ ) мезозойских и кайнозойских глинистых пород Вилуйской синеклизы, Западного и Восточного Предкавказья, Апшеронского полуострова, Западно-Сибирской плиты и Прикаспийской впадины (рис. 3).

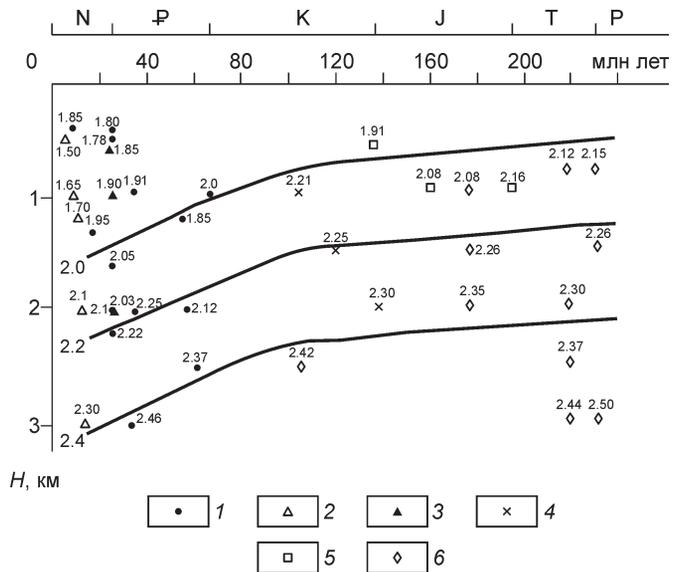
Это преимущественно полигенные многокомпонентные глины каолинитово-монтмориллонитово-гидрослюдистого состава. Общим для них является трансформация в процессе катагенеза многокомпонентной системы, содержащей большое количество разбухающих минералов, в устойчивую двухкомпонентную (гидрослюда, хлорит) ассоциацию. Вместе с тем, как видно из рис. 3, градиенты увеличения плотности колеблются в весьма широких пределах: от 0.18 до 0.45  $\text{г/см}^3$  в интервале глубин 1000—2000 м и 0.14—0.21  $\text{г/см}^3$  в интервале глубин 2000—3000 м. По-видимому, это можно объяснить более сложной (по сравнению с песчаниками) зависимостью процессов уплотнения от минерального состава глинистых пород, от толщины глинистых толщ, от характера строения разреза и т. д. В частности, установлено замедление процесса уплотнения в условиях континентального склона в мощных толщах глинистых пород, вследствие чего процесс диагенеза может растянуться на первые десятки миллионов лет. Но тем не менее полученный график (см. рис. 3) достаточно четко иллюстрирует общую тенденцию взаимосвязи глубины залегания и фактора времени в процессе уплотнения глинистых пород.

Для глинистых пород, так же как и для песчаников, можно выделить «пороговое» значение  $\gamma$  для той иной глубины, при достижении которого скорость деформации породы во времени резко замедляется и градиент увеличения плотности асимптотически стремится к нулю. Так, на глубине около 1000 м «пороговая» плотность глин составляет 2.0  $\text{г/см}^3$ , на глубине 2000 м — 2.2  $\text{г/см}^3$ , на глубине около 3000 м — 2.4  $\text{г/см}^3$ . Время достижения «пороговой» плотности глинистых пород на глубине 1000 м приблизительно 100—110 млн лет, на глубине 2000 м — 90—100 млн лет и на глубине 3000 м — 70—80 млн лет.

Анализ приведенного материала позволяет сделать следующие выводы:

— неодинаковая продолжительность достижения «пороговых» значений  $K_{\text{п}}$  и  $\gamma$  на разных глубинах достаточно убедительно свидетельствует о тесной взаимосвязи геостатического давления и времени (длительности) в процессе прогрессирующего литогенеза. В «допороговых» значениях  $K_{\text{п}}$  и они могут компенсировать друг друга;

— увеличение глубины залегания пород с близкими значениями  $K_{\text{п}}$  и  $\gamma$  по мере уменьшения возраста отложений характеризует достаточно четкую зависимость  $K_{\text{п}}$  и  $\gamma$  в «допороговых» значениях от фактора времени (длительности);



### Значения вязкости разновозрастных песчаников ряда районов мира

Район	Возраст	Абс. возраст, млн лет	Глубина залегания, м	Пределы изменения, макс. $K_{п}$	Сдвиговая вязкость, $\mu_s$ см <sup>2</sup>
Калифорния	Плиоцен	6.5	1500—3600	0.40—0.26	$0.9 \cdot 10^{22}$
Луизиана	Миоцен	19	2500—4500	0.40—0.275	$3.3 \cdot 10^{22}$
»	Олигоцен	32	3100—4500	0.38—0.26	$4.1 \cdot 10^{22}$
Техас	»	32	2100—3300	0.40—0.29	$3.9 \cdot 10^{22}$
Предкавказье	Юра—нижний мел	155	1500—3500	0.34—0.18	$1.6 \cdot 10^{23}$
Аралсор	»	155	1500—2500	0.32—0.27	$2.9 \cdot 10^{23}$
Техас	Карбон	323	1500—4500	0.27—0.14	$4.8 \cdot 10^{23}$
Нью-Мехико	Ордовик	470	3000—4500	0.225—0.17	$8.2 \cdot 10^{23}$

— элизионный гидродинамический режим существует только в условиях допороговых значений  $\gamma$  глин и  $K_{п}$  песчаников.

Установленные зависимости емкостных свойств песчаников и плотности глин от времени (длительности), описываемые экспоненциальной зависимостью, достаточно хорошо согласуются с положениями механики горных пород. Так, кривая зависимости величины деформации для песчаников от времени при постоянной нагрузке имеет горизонтальную асимптоту (Либерман, 1958 г.). Уменьшение во времени градиента снижения  $K_{п}$  и градиента повышения  $\gamma$  можно объяснить увеличением вязкости песчаников и глин с ростом абсолютного возраста отложений. По В.Е. Карачинскому [1975, с. 118], «рост вязкости с увеличением возраста пород объясняется действием дислокационных механизмов уплотнения (переупаковка, дробление зерен) в молодых породах и залечиванием дефектов (упрочнением) в процессе «старения» пород» (см. таблицу).

Из анализа таблицы видно, что в интервале глубин 1500—4500 м сдвиговая вязкость  $\mu_s$  олигоцен-плиоценовых отложений на порядок меньше таковой мезозойских и палеозойских отложений. Следует отметить также, что временной (возрастной) рубеж увеличения сдвиговой вязкости на порядок больше — примерно 150 млн лет.

Выше отмечалось, что дифференциация терригенных пород по их физическим свойствам для разновозрастных пород (при прочих равных условиях) наблюдается для кайнозойских и мезозойских отложений и практически не проявляется в более древних.

Это хорошо согласуется с выделяемыми «пороговыми» значениями  $K_{п}$  и  $\gamma$  терригенных пород, при достижении которых скорость остаточных деформаций пород (увеличение плотности и уменьшение пористости) стремиться к нулю (при невозрастающем геостатическом давлении). Иными словами, зависимость физических параметров терригенных пород от их возраста (при прочих равных условиях) отличается в рассмотренном диапазоне глубин в течение первых (70—80)—(200—220) млн лет (в зависимости от глубины погружения и литологии).

Именно этим обстоятельством можно объяснить, отмеченную З.А. Кривошеевой [1972], близость пористости глин девона, ордовика, кембрия и венда центральной части Московской синеклизы. Исходя из близости физических параметров нижнепермских и каменноугольных терригенных коллекторов Днепровско-Донецкой впадины, В.М. Бортницкая и Р.М. Новосилецкая (1980 г.) приходят к выводу о независимости емкостных и фильтрационных свойств пород-коллекторов от возраста отложений. Однако, согласно нашим построениям, такое соотношение физических свойств пород палеозойского возраста прямо свидетельствует в пользу концепции «пороговых» значений  $K_{п}$  и  $\gamma$ .

Л.А. Буряковский и Р.Д. Джебашир (1975 г.) на основе анализа кривых уплотнения глин, по Дж. Уиллеру, Б.К. Прошлякову, Н.Б. Вассоевичу, В.М. Добрынину, А.Г. Дурмишьяну, предложили формулу для определения пористости глин в зависимости от глубины залегания, учитывающую плотность пород и насыщающих вод, коэффициент разгрузки, абсолютный возраст осадочных образований, относительное содержание глин в разрезе:

$$K_{п,гил}^h = K_{п,гил}^0 \exp - 0.25(7.45 \lg T - 46.65 \lg K_{п,гил} + 1.56) \cdot 10^{-4} h,$$

где  $K_{п,гил}^h$  — пористость глины на глубине  $h$ ;  $K_{п,гил}^0$  — пористость глины при  $h = 0$ ;  $T$  — абс. возраст, млн лет;  $K_{п,гил}$  — глинистость разреза, доли единицы.

Проверка авторами этой формулы на материале пористости глинистых пород разных возрастов Венесуэлы, Предкавказья, Апшеронского полуострова, Западно-Сибирской плиты, Волго-Уральской антеклизы показала, что относительная ошибка расчетной  $K_{п,гил}^h$  для глинистых пород, возраст которых не превышает 150—160 млн лет (вновь обратим внимание на эти цифры), составляет 6.6—14.5 %, а для пород, возраст которых 390 млн лет, в среднем относительная ошибка — 100 %. Столь существенное превышение расчетной  $K_{п,гил}^h$  для наиболее древних из изученных отложений (девон Волго-Уральской антеклизы) можно объяснить тем, что в приведенной формуле коэффициент необратимого уплотнения ( $\beta$ )

рассматривается как функция времени  $\beta = f(\lg T)$ . Но в природных условиях эта зависимость «работала» не все 390 млн лет, а только до достижения «порогового» значения  $K$ , после чего скорость деформации породы резко падала. Этим обстоятельством и можно объяснить такое расхождение расчетных данных с фактическими.

Близкий порядок величин длительности ( $150 \pm 50$  млн лет) достижения качественных рубежей в процессе литификации пород, изменения их физических свойств и в эволюции геотермического режима свидетельствует, на наш взгляд, о том, что установленные нами закономерности в большой степени отражают реально происходящие процессы в ОПБ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ полученных закономерностей и приведенных литературных данных позволяет сделать вывод о том, что интенсивность течения процессов литификации терригенных пород, катагенетического преобразования ОВ и генерации УВ во времени аппроксимируется криволинейной зависимостью, которая на определенном этапе принимает асимптотический характер. Другими словами, эти процессы резко затухают через ( $150 \pm 50$ ) млн лет после завершения основного осадконакопления.

Исходя из вышесказанного, по нашему мнению, система ОПБ с естественной совокупностью основных подсистем (минеральной, водной, органической, углеводородной) представляет собой образование, для которого **возраст безотносителен, а важнее параметр длительности**. По В.И. Вернадскому [1988]: «... время — с геохимической точки зрения — выражается в трех разных процессах: во-первых, время индивидуального бытия, во-вторых, время смены поколений без изменения формы жизни, в-третьих, время эволюционное — смены форм одновременно со сменой поколений» (с. 231). Отсюда анализ процесса вертикальной зональности УВ включает в себя анализ всех доступных наблюдению процессов различной природы в пределах единого объекта — ОПБ. Для этих процессов выявлены или предполагаются взаимосвязи событий, качественных изменений на разных временных и пространственных уровнях. «Время дополняет трехмерное пространство до четырехмерного разнообразия. Оно не только пассивно отмечает ход событий, но и активно участвует в их развитии. Течение времени настоящим моментом лишь обнаруживает события, уже существующие в будущем, при сохранении всего, что отодвигается в прошлое» [Параев и др., 2007, с. 101].

Иными словами, пространственно-временной анализ вертикальной зональности генерации УВ реализуется многоуровневым темпоральным подходом.

## ЛИТЕРАТУРА

**Бакиров А.А., Ермолкин В.И.** Критерии вертикальной фазовой зональности углеводородов Турпанской плиты // Геология нефти и газа, 1978, № 4, с. 28—35.

**Вернадский В.И.** Философские мысли натуралиста. М., 1988, 450 с.

**Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности / Б.А. Лебедев, Б.Г. Аристова, Е.Г. Бро, Г.С. Кузьмина, Г.В. Лебедева, Р.С. Сахибгареев, Л.С. Скубелина.** Л., Недра, 1976, 132 с.

**Геохимия органического вещества нефтегазоносных отложений Западной Якутии / А.Н. Изосимова, А.Ф. Сафронов, В.А. Каширцев, И.Н. Зуева, О.Н. Чалая, Е.И. Бодунов, В.И. Фролов, Н.А. Уткина.** Новосибирск, Наука, 1984, 112 с.

**Даидбекова Э.А., Хеиров М.Б., Архарова И.М., Курбанова М.Ф.** О некоторых факторах, влияющих на изменение физических свойств пород-коллекторов при погружении на большие глубины // Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М., 1980, с. 140—145.

**Карачинский В.Е.** Методы геотермодинамики залежей нефти и газа. М., Недра, 1975, 168 с.

**Катагенез и нефтегазоносность / Г.М. Парпарова, С.Г. Неручев, А.В. Жукова, П.А. Трашков, Т.К. Баженова, В.Н. Буряк, А.И. Дьяконов, И.А. Зелиниченко, Г.С. Калмыков, В.С. Котов, А.Д. Кобахидзе, Б.А. Лебедев, Г.В. Лебедева, К.К. Макаров, Е.А. Рогозина, В.С. Соболев, Б.К. Чичуа, Ю.М. Шуменкова.** Л., Недра, 1981, 240 с.

**Клемме Х.Д.** Геотермические градиенты, тепловые потоки и нефтегазоносность // Нефтегазоносность и глобальная тектоника: Пер. с англ. М., Недра, 1978, с. 176—208.

**Конторович А.Э.** Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М., Недра, 1976, 249 с.

**Конторович А.Э., Фомин А.Н., Дочкин Д.А.** Глубинная зональность катагенеза органического вещества и перспективы нефтегазоносности глубокопогруженных толщ юры и триаса в северных районах Западно-Сибирского мегабассейна // Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных

глубин и определение приоритетных направлений геолого-разведочных работ. Пермь, КамНИИКИГС, 2000, с. 41—56.

**Кривошеева З.А.** Об изменении физико-механических свойств глин и аргиллитов в зоне катагенеза // Вестн. МГУ, сер. геол., 1972, № 3, с. 80—90.

**Лопатин Н.В.** Образование горючих ископаемых. М., Недра, 1983, 192 с.

**Максимов С.П., Калинин М.К., Ботнева Т.А., Молодых Г.Н.** Геотермические условия развития цикла нефтегазообразования // Геология нефти и газа, 1975, № 11, с. 35—41.

**Москвин В.И.** Катагенез органического вещества // Геология нефти и газа, 1981, № 3, с. 4—12.

**Назаревич Б.П., Назаревич И.А., Рязанова Г.И., Стефанова Е.И., Стафеев А.Н.** Влияние литологических параметров на емкостные свойства песчано-алевритовых пород // Изучение коллекторов нефти и газа на больших глубинах. М., Недра, 1977, с. 57—62.

**Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А.** Проблема метрики геологического времени с позиций внутрисистемного галацентризма // Философия науки, 2007, № 2 (33), с. 81—107.

**Парпарова Г.М., Неручев С.Г., Жукова А.В., Трушков П.А., Баженова Т.К., Лебедев Б.А., Лебедева Г.В.** Влияние физико-геологических факторов на катагенез рассеянного органического вещества в разных геотектонических областях // Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 7, с. 126—139.

**Сафронов А.Ф.** Влияние времени на емкостные свойства песчаников // Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 6, с. 1454—1456.

**Сафронов А.Ф.** Историко-генетический анализ процессов нефтегазообразования (на примере востока Сибирской платформы). Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1992, 142 с.

**Сафронов А.Ф.** Пространственно-временная модель ретроспективного анализа процессов нефтегазообразования // Генезис нефти и газа. М., ГЕОС, 2004, с. 284—286.

**Сафронов А.Ф., Бодунов Е.И., Каширцев В.А., Изосимова А.Н.** Условия генерации углеводородов в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях северо-восточной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1979 (1), с. 3—8.

**Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З.** Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979, 191 с.

**Фомин А.Н., Конторович А.Э., Красавчиков В.О.** Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности юрских, триасовых и палеозойских отложений северных районов Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (11—12), с. 1875—1887.

**Фрик М.Г., Быкова Н.В., Батова И.С., Титова Г.И.** К вопросу о перспективах нефтегазоносности глубоких горизонтов триаса Восточно-Маньчжурского прогиба Предкавказья // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Актуальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа. М., ГЕОС, 2004, с. 520—522.

**Cooper B.S., Coleman S.H., Barnard P.C., Butterworth J.S.** Paleotemperatures in the northern North Sea Basin. Petrol. und Cont. Shelf North-West Europe // Geology, 1975, v. 1, p. 487—492.

**Jacobs D.W., Allan D.W.** The thermal history of the Earth // Nature, 1956, v. 177, № 45, p. 155—157.

*Поступила в редакцию  
5 сентября 2008 г.*