

УДК 551.7

DOI 10.31087/0016-7894-2019-5-45-59

## Обоснование выделения переходных комплексов в разрезе платформ

© 2019 г. | Н.А. Крылов

ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская обл., пос. Развилка, Россия; D\_Krylov@vniigaz.gazprom.ru

Поступила 17.07.2019 г.

Принята к печати 02.08.2019 г.

**Ключевые слова:** *переходный комплекс; протоплатформа; грабенообразный прогиб; протоплатформенный чехол; глыбовые дислокации; разлом; межгорная впадина; авлакоген; тафроген; формационный ряд.*

В статье обосновано положение о выделении в вертикальном разрезе земной коры платформ трех главных структурных этажей: фундамента, переходного комплекса и платформенного (плитного) чехла. В основу выделения конкретных геологических особенностей переходного комплекса положено рассмотрение как хорошо изученных в открытых районах структурно-формационных элементов, так и обнаруженных в последние годы глубинным бурением и сейсморазведкой комплексов под плитным чехлом. Переходные комплексы молодых и древних платформ рассмотрены отдельно. Переходный комплекс древних платформ включает протоплатформенные чехлы (чехлы массивов древней консолидации) и древние авлакогены, переходный комплекс молодых платформ — чехлы массивов, средне-верхнепалеозойские впадины каледонид и грабенообразные прогибы (тафрогены). Переходные комплексы развиты между фундаментом и чехлом спорадически, образованы за счет формаций орогенного и платформенного классов, включают эффузивы и редкие гранитоидные интрузии, главные типы дислокаций — глыбовые. Переходный этап развития по продолжительности превосходит собственно платформенный (плитный) этап и на древних, и на молодых платформах.

Для цитирования: Крылов Н.А. Обоснование выделения переходных комплексов в разрезе платформ // Геология нефти и газа. — 2019. — № 5. — С. 45–59. DOI: 10.31087/0016-7894-2019-5-45-59.

## Substantiation of transitional sequences in platform column

© 2019 | N.A. Krylov

Gazprom VNIIGAZ, Moscow oblast, Russia; D\_Krylov@vniigaz.gazprom.ru

Received 17.07.2019

Accepted for publication 02.08.2019

**Key words:** *transitional sequences; protoplatfom; graben-type trough; protoplatfom cover; block faulting; fault; intermontane trough; aulacogens; taphrogen; formation series.*

Principle of three basic structural levels identification in the vertical section of the platform Earth's crust is substantiated; these levels are: basement, transitional sequence, and platform (plate) cover. Consideration of both stratigraphic elements well known in the open regions and rock associations below the plate cover studied in recent years using deep-hole drilling and seismics make a basis for identification of particular geological features of the transitional sequence. Transitional sequences of young and ancient platforms are considered separately. Transitional sequence of ancient platforms includes protoplatfom covers (covers of ancient consolidation massifs) and ancient aulacogens. Transitional sequence of young platforms includes massif covers, Middle-Upper Palaeozoic Caledonian depressions, and graben-like troughs (taphrogens). Transitional sequences are scattered between basement and sedimentary cover, they are composed of formations pertaining to orogenic and platform classes, include volcanic rocks and rare granitoid intrusions; main types of dislocation is block faulting. Duration of transitional stage of development exceeds the actual platform (plate) stage in both ancient and young platforms. Transitional sequence as a whole cannot be related to the structural level of platforms that is promising for oil and gas. High but variable degree of catagenesis and even metamorphism deprives the terrigenous rocks of the required reservoir properties (porosity and permeability); and the originally clayey rocks lose the properties of good impermeables. To this should be added a high degree of metamorphism of organic matter in the rocks and complexity of their architecture. At the same time, there are hydrocarbon fields already discovered in the rocks of the transitional sequence — in Western Siberia, North-Eastern Caucasus, Central Kazakhstan (Qazaqstan), and other regions. Reserves of the discovered accumulations are not so large. Analysis of these discoveries suggests that probability of new accumulations discovery should be associated with three classes of transitional sequences, namely: aulacogens of ancient platforms, taphrogens and intermontane troughs of young platforms. Productivity of carbonate formations is most probable within these structures; the expected types of traps are combination (structural and stratigraphic).

For citation: Krylov N.A. Substantiation of transitional sequences in platform column. *Geologiya nefi i gaza*. 2019;(5):45–59. DOI: 10.31087/0016-7894-2019-5-45-59.

С момента возникновения понятия «платформа» ее рассматривали как двухъярусную структуру. Обязательными элементами были фундамент и платформенный чехол, собственно и несущий все признаки

платформы. Платформы в пределах континента противопоставляются в историческом плане геосинклинальным областям, а в современном структурном плане — складчатым областям, которые отделялись

от последних краевыми прогибами или краевыми швами. В то же время складчатые области составляют фундамент платформ. Это классические представления о платформах, обоснованные главным образом в России в первой трети XX в. А.Д. Архангельским, Н.С. Шатским и др.

Платформы формировались на месте складчатых областей в разное время. Сейчас принято разделять платформы по возрасту возникновения на древние и молодые. Первые имеют кристаллический допалеозойский фундамент и палеозой-кайнозойский чехол, вторые — допалеозойский и палеозойский фундамент и мезо-кайнозойский чехол [1]. Однако классическое представление о двухъярусном строении платформы постепенно стало пересматриваться. Сначала структуры, не являющиеся органическими элементами складчатых областей, были изучены в обнажениях, лишенных платформенного чехла. Они рассматривались как индивидуальные экзотические структуры в орогенах. Вопрос об объединении их в единый этаж не возникал, тем более, что в зонах различного возраста консолидации эти структуры имели различную морфологию и разный формационный ряд.

Видимо, первым толчком к пересмотру представления о строении платформы послужили зоны каледонской складчатости в Центральном Казахстане и Алтае-Саянской области, где между складчатым и метаморфизованным фундаментом и платформенным чехлом были обнаружены и изучены межгорные впадины, заполненные отложениями осадочных и осадочно-эффузивных формаций, которые по структурным признакам не вписывались в рамки понятий ни чехла платформы, ни складчатого фундамента.

Интерес к этим комплексам возник позднее, в связи с проведением глубокого бурения и сейсмических исследований на платформах. Скважины ниже типично платформенных образований вскрывали не фундамент с ожидаемым формационным составом и степенью изменения пород, а неожиданные на первых порах комплексы. Так, при бурении в Прикумском районе Предкавказья вместо ожидаемых под платформенными субугленосными отложениями юры терригенных складчатых образований карбона были вскрыты светлые известняки и красноцветные терригенные породы без следов складчатости [2]. Подобное явление — обнаружение между мезо-кайнозойским чехлом и фундаментом новых толщ терригенного и карбонатного состава — было установлено и в Западной Сибири.

Появилось понятие о переходном, или промежуточном, комплексе ([1–6] и др.). В качестве синонима употреблялся термин «второй структурный этаж» и др. Но оно было принято не всеми исследователями [7–9]. Одним из аргументов противников выделения самостоятельного переходного комплекса было утверждение о том, что причиной вычленения переходных

комплексов, их отделения от фундамента и чехла являлась их слабая изученность, а следовательно, недостаточная ясность строения. Именно это послужило для геологов причиной их обособления.

Прошли десятилетия и к этой проблеме можно попытаться вернуться путем синтеза обширного геологического материала по обнаженным территориям с новыми геолого-геофизическими данными по плитам. Сейсмические исследования с использованием корреляционного метода преломленных волн на первом этапе, позднее — метода общей глубинной точки (МОГТ), а также глубокое бурение выявили под плитным чехлом новые тектонические элементы, отличные от платформенных структур и сопоставимые со специфическими постгеосинклинальными элементами складчатых областей. Рассмотрим раздельно переходные комплексы молодых и древних платформ.

### Переходный комплекс молодых платформ

Единство каждой молодой платформы определяется приблизительной одновременностью начала формирования платформенного чехла на плитах платформы, т. е. приблизительной одновременноостью становления платформенных условий. Фундамент практически всех молодых платформ гетерогенен по времени консолидации ([1] и др.).

Так, на самой обширной молодой Центрально-Евразийской платформе чехол начал формироваться в период от рэтского века до среднеюрской эпохи. Фундамент этой платформы представлен сложной мозаикой линейных складчатых систем герцинского, каледонского и позднебайкальского возраста, а также многочисленными обычно изоморфными массивами байкальской и, видимо, более древней консолидации.

Возраст консолидации фундамента в конкретной зоне молодой платформы определяет не только длительность переходного периода, но и характер структур и формационный ряд этого комплекса [3]. Одной из особенностей переходного комплекса является его локальное развитие между фундаментом и чехлом. Он слагает изолированные структуры, среди которых могут быть выделены три главных типа: грабенообразные прогибы, межгорные впадины и чехлы массивов или доплатформенные (протоплатформенные) чехлы.

**Грабенообразные прогибы.** Среди структур, контролирующих распространение комплекса, эти прогибы широко развиты в зонах герцинской консолидации и на древних массивах. Примерами могут служить система рифтов на Западно-Сибирской плите, грабен Ньюарк и др. в Аппалачах, Манычский прогиб в Предкавказье, грабен Эск в Восточной Австралии, гигантский рифт, простирающийся от Каспийского моря до восточной границы Устюрта, грабены и односторонние грабены в зоне герцинской складчатости Европы и многие другие линейные

структуры протяженностью от многих сотен километров до локальных, измеряющихся единицами километров. Индивидуальной геологической характеристике этих структур посвящена обширная литература [5, 10–17]. В качестве типичного примера этого рода структур переходного комплекса можно привести Южно-Актумско-Кульбайский пермотриасовый прогиб, расположенный на Северном Устюрте (Узбекистан). Это односторонний грабен, полностью скрытый под мезо-кайнозойским чехлом. В его образовании и современном строении важнейшую роль играет Центрально-Актумский разлом (рис. 1). Описанию структуры и истории формирования этого рифта посвящены работы [11, 12, 18]. Подчеркнем большую роль глыбовой тектоники в структуре пермотриасового комплекса Устюрта, в частности Южно-Актумско-Кульбайского рифта. Большинство разломов являются доюрскими (рис. 2).

На основании данных сейсморазведки МОГТ-2D 2007–2014 гг. были расширены представления о тектонике юрско-кайнозойского чехла и пермотриасового комплекса и принципиально по-новому описана внутренняя структура доверхнепермского палеозоя в подтверждение априори принимавшегося тезиса о гетерогенности этого этажа. В первом приближении она включает массивы древней (возможно, байкальской или добайкальской) консолидации и герцинские складчатые системы.

Древние массивы, в свою очередь, разбиты палеорифтами, выполненными средне-верхнепалеозойскими осадочными породами, иногда слабометаморфизованными, но чаще претерпевшими различные стадии катагенеза. Эти образования можно отнести к нижнему структурному этажу переходного комплекса [18]. Мощность слоистой доверхнепермской палеозойской толщи составляет 3500 м. Сейсмические данные свидетельствуют об интенсивных блоковых дислокациях толщи. Кульбайско-Аторбайский палеозойский палеорифт перекрыт Южно-Актумско-Кульбайским пермотриасовым палеопробом, а сам палеозойский палеорифт наложен на северный край древнего (скорее всего, байкальского) Северо-Устюртского (Агьинско-Яркимбайского) массива. Таким образом, Южно-Актумско-Кульбайский пермотриасовый рифт может считаться унаследованным от грабенообразного прогиба предыдущего допозднепермского этапа геологического развития.

Как было отмечено, грабенообразные прогибы являются широко распространенным типом структур переходного комплекса молодых платформ. М. Кэем применительно к триасовым рифтам Аппалачей был предложен термин «тафрогеосинклиналь» [14]. В отечественной геологической литературе он был преобразован в «тафроген», используемый для грабенообразных прогибов переходного этапа развития ([5] и др.).

Грабенообразные прогибы (тафрогены) довольно широко развиты во внутренней зоне Аппалачей. Наиболее крупным тафрогеном здесь является односторонний грабен Ньюарк, протягивающийся от Нью-Йорка на юго-запад на 450 км при ширине до 45 км. С юго-востока структура ограничена крупным сбросом, северо-западное крыло относительно спокойно (под углом 20°) погружается к упомянутому сбросу. В пределах тафрогена отмечены многочисленные продольные и поперечные сбросы, а также сдвиги. Геологи, изучившие этот регион, следы складчатости или инверсионного поднятия у ограничивающего тафроген сброса не выявили. Тафрогены выполнены серией Ньюарк триасового возраста, представленной красноцветной формацией с базальтами. Последние образуют покровы, силлы и дайки. Мощность серии Ньюарк в одноименном тафрогене достигает 6 км. Мощность силлов 540 м, протяженность даек 100 км. Односторонние грабены широко развиты в Аппалачах, однако встречаются и нормальные грабены, например прогиб Дин Ривер. Складчатость и образование фундамента молодой Северо-Американской платформы завершились в конце перми, возможно, в самом начале триаса. Возраст серии Ньюарк обычно ограничивается поздним триасом.

На Западно-Сибирской плите грабенообразные прогибы развиты весьма широко как в зоне с герцинским фундаментом, так и на древних массивах и каледонидах. Разрез комплекса чаще начинается туринской толщей позднепермского возраста (рис. 3).

На Западно-Европейской платформе разрезы грабенообразных прогибов в герцинидах обычно включают обычно верхи карбона (стефаний) и нижнюю пермь (красный лежень). Однако в зонах каледонской складчатости отложения нижней перми должны включаться в плитный чехол, как, например, свита Слохтерен на Северо-Германской плите.

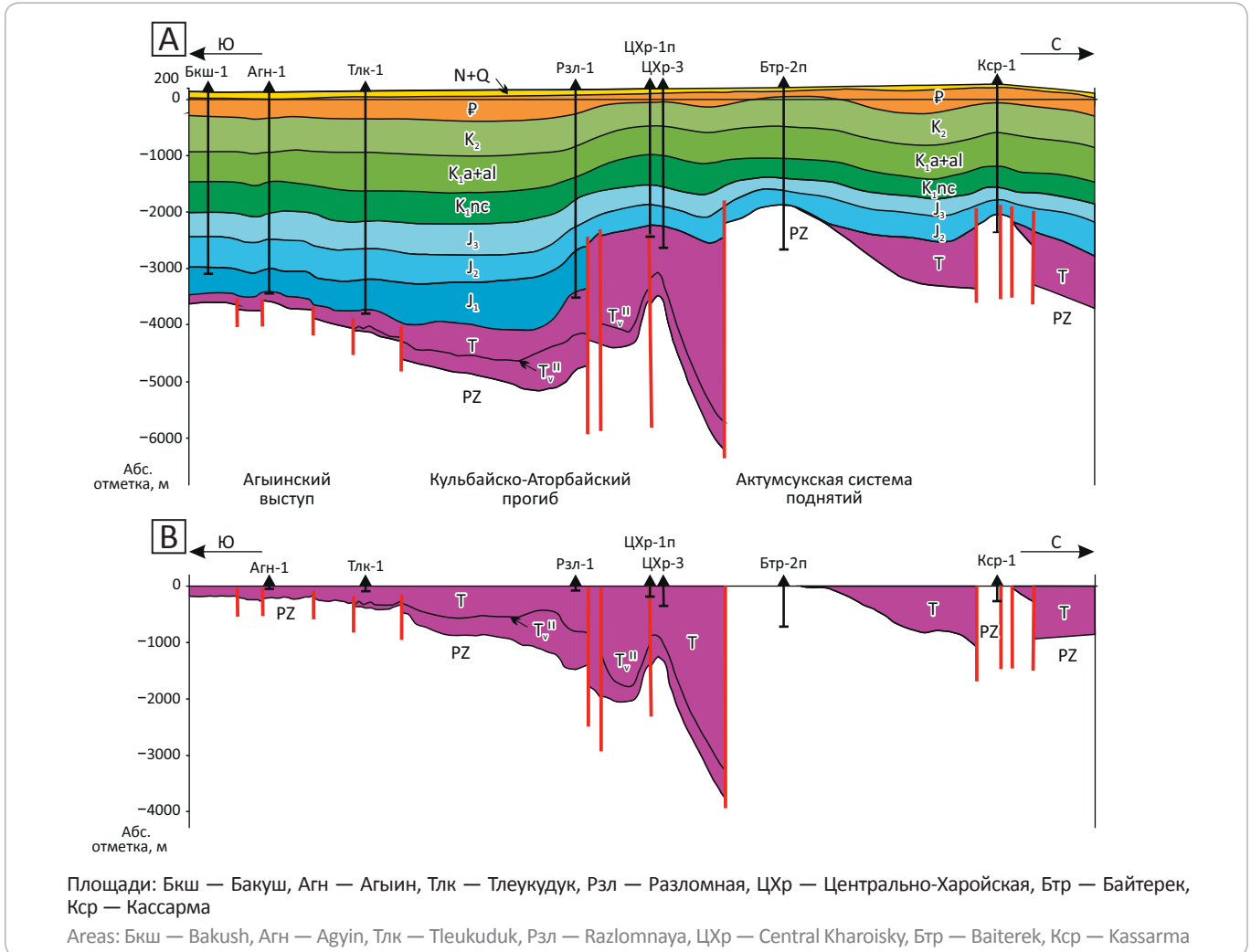
Будучи структурами одного большого ряда, тафрогены существенно различаются не только размерами, но и характерными деталями строения. Можно предложить несколько моделей строения [12].

Единый протяженный палеорифт в разных сечениях может отвечать различным моделям. В образовании тафрогенов важнейшую роль сыграли крупные разломы, заложенные еще на предыдущей стадии геологического развития. Все рифты переходного этапа связаны с древними разломами. Часть тафрогенов наследует отрицательные линейные прогибы предшествующих структурных планов, в том числе более древних рифтов. Однако эта связь не является столь же обязательной.

## FORMATION AND LOCATION OF OIL AND GAS POOLS

**Рис. 1.** Современный геологический (А) и палеогеологический (начало юры) (В) разрезы профиля Кульбайско-Аторбайский прогиб – Актумсукская система поднятий

**Fig. 1.** Present-day geological (A) and paleogeological (early Jurassic) (B) cross-sections along the line Kul'baisky-Atorbaisky trough – Aktumsuksky system of highs



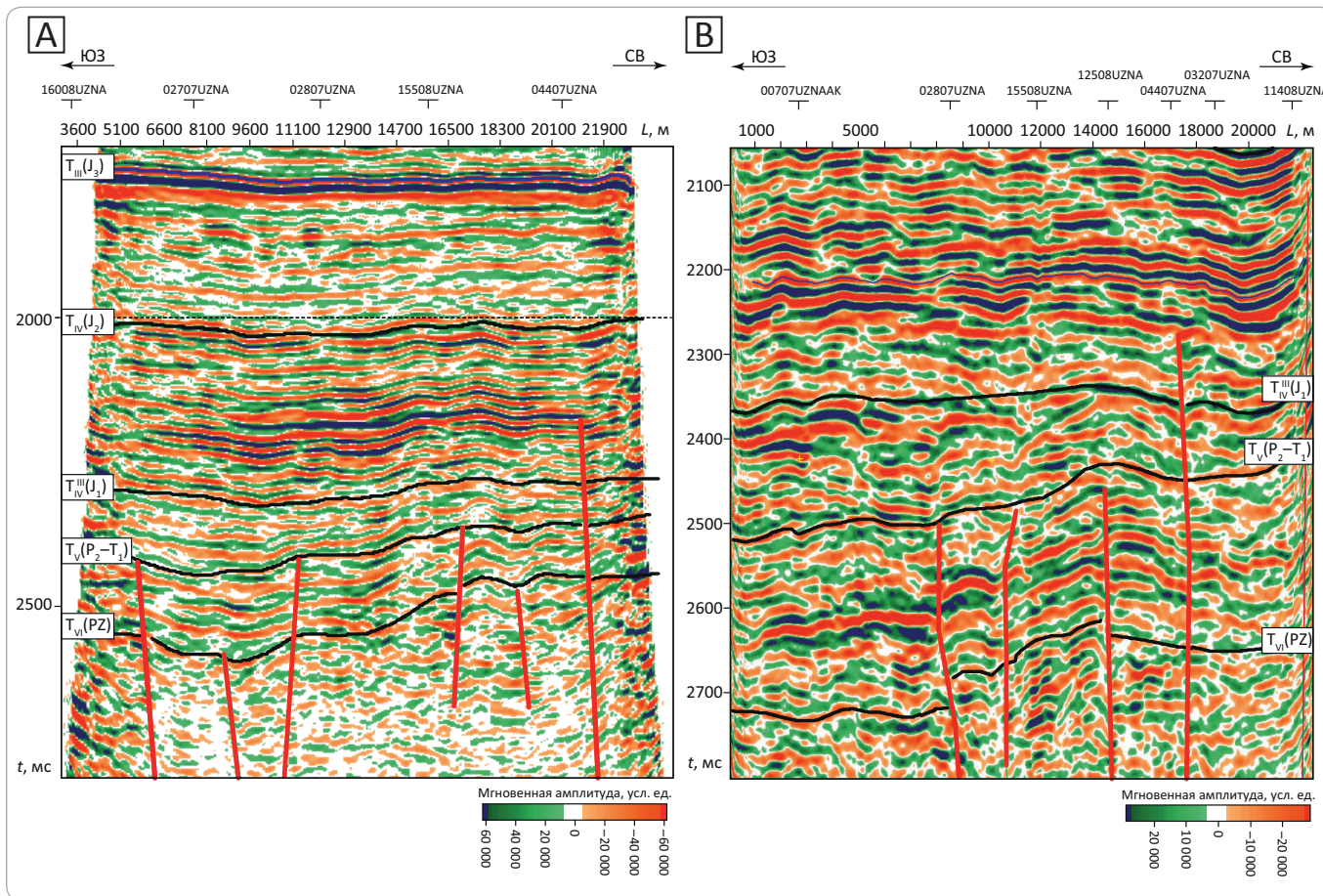
Значительная часть рифтов переходного этапа находит отражение в платформенном чехле. Над многими тафрогенами в плитный этап формируются пологие прогибы. Примерами могут служить Маньчский прогиб в Предкавказье и Ассаке-Ауданский прогиб на Устурте. Однако наблюдается, что тафрогены, претерпевшие инверсию в конце переходного этапа, находят отражение в чехле платформ в виде валообразных поднятий. Таковы, например, Туаркырский вал, Мангышлакская система валообразных поднятий и Байтерек-Теренгудукский вал, возникший в результате инверсии Южно-Актумско-Кульбайского тафрогена.

Формационные ряды, выполняющие тафрогены, различаются между собой, но обязательно включают красноцветную (или пестроцветную) или угленосную терригенную формацию в нижней части вертикального формационного ряда. В некоторых случаях одна из этих формаций замещается эффузивной или

эффузивно-терригенной толщей. Выше красноцветной или угленосной формации в некоторых тафрогенах присутствуют карбонатные или терригенные сероцветные формации морского происхождения. Тафрогены в Западной Сибири чаще включают две формации: терригенно-эффузивную или эффузивную (туринская свита), представленную в основном базальтами, и терригенно-угленосную (челябинская свита). Некоторые грабены содержат одну формацию. Например, Кушмурунский грабен, прижатый к краевому шву уралид в Тургайском мезозойском прогибе, включает только терригенно-эффузивную формацию пермотриасового возраста. Наиболее полные формационные ряды переходного комплекса в герцинидах изучены в Горном Мангышлаке (западная часть Мангышлакско-Устюртского тафрогена) и в Восточно-Маньчском прогибе в Предкавказье. В последнем при общей мощности около 2000 м можно выделить формации (снизу вверх): красноцветную

**Рис. 2.** Фрагменты временных сейсмических разрезов по профилям 16408UZNA (А) и 02407UZNA (В) Восточного Устьурта (по материалам ОАО «Саратовнефтегеофизика»)

**Fig. 2.** Fragments of seismic time sections along 16408UZNA (A) and 02407UZNA (B) lines, Eastern Ustyurt (according to ОАО "Saratovneftegeofizika")



терригенную субаквального происхождения (верхняя пермь), известково-доломитовую (индский и частично оленекский ярусы, нижний триас), терригенно-карбонатную (верхи оленекского яруса, средний триас), эффузивно-осадочную (верхний триас) [5].

Эффузивный магматизм в переходный период в герцинидах развит весьма широко, но не повсеместно. Известны лавы и туфы и основного, и кислого состава. Время проявления вулканизма в разных регионах различно: от начала этапа до его окончания.

В пределах массивов древней консолидации выделяются две возрастные группы рифтов: помимо более молодых и относительно изученных тафрогенов, существуют более древние, как это было описано для Северного Устьурта. Если молодые тафрогены по времени формирования более поздние, чем завершающие фазы складчатости в пределах будущей платформы, то древние рифты хотя бы частично синхронны герцинским геосинклинальным прогибам, соседствующим с древними жесткими массивами.

Итак, грабены и грабенообразные прогибы разной морфологии широко распространены в переходном комплексе молодых платформ и являются

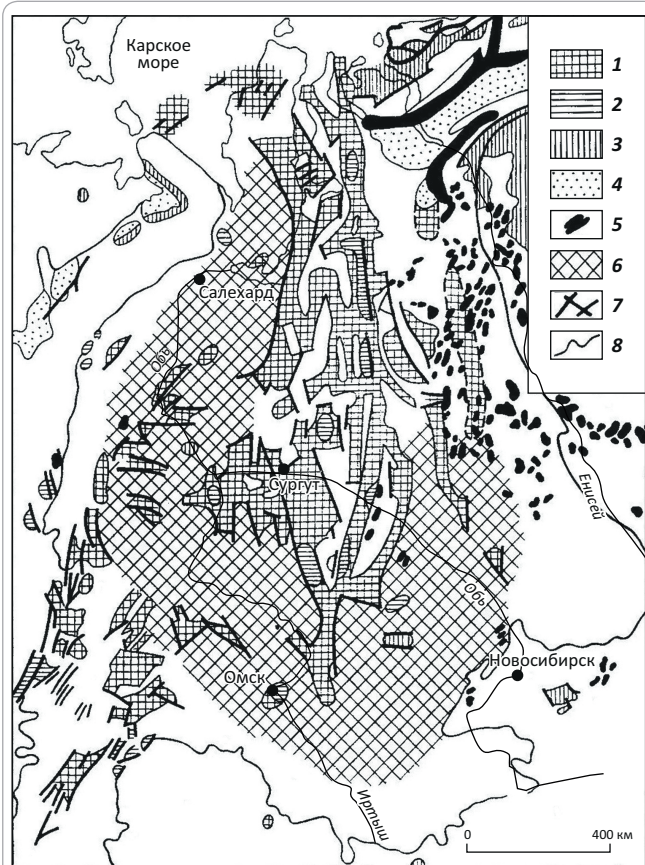
господствующим типом палеодепрессий в зонах герцинской складчатости. В последних изометричные палеовпадины редки. Зато грабенообразные прогибы того же возраста заложения часто переходят границы позднепалеозойской складчатости и встречаются в каледонидах и древних жестких массивах. Таковы, например, многочисленные триасюрские грабены в каледонидах Центрального Казахстана, вблизи упомянутого выше Кушмурунского грабена в Тургае [10, 13].

Формации, выполняющие тафрогены, в некоторых случаях «выхлестываются» за пределы основной контролирующей структуры и образуют покров. Таков, например, пермтриасовый покров на Устьурте, а также в восточном Предкавказье. Эти покровы представлены красноцветной терригенной формацией, нарушены многочисленными разломами, характеризуются значительными углами наклона пород при отсутствии складчатости. Для пород типичны более значительные вторичные изменения, чем для юрских, но они не несут даже начальных следов метаморфизма. Автор статьи считает их отдаленно тафрогенным комплексом, не относя их ни к платформенному, ни к протоплатформенному чехлу.

## FORMATION AND LOCATION OF OIL AND GAS POOLS

**Рис. 3.** Схема размещения тафрогенов Западно-Сибирской плиты (по Куликову П.К., 1974)

**Fig. 3.** Location map of taphrogens within West Siberian Plate (by Kulikov P.K., 1974)



**Отложения серий (1, 2):** 1 — туринской, 2 — челябинской; 3 — поля траппов в Кузбассе; 4 — молассы герцинского возраста Предуралья и Предтаймырского прогибов; 5 — интрузии траппов; 6 — области вероятного распространения траппов; 7 — разломы; 8 — граница Западно-Сибирской плиты

**Deposits of the groups (1, 2):** 1 — Turinsky, 2 — Chelyabinsky; 3 — traprock field in Kuzbass; 4 — Hercynian molasse of Pre-Urals and Pre-Taimyr troughs; 5 — traprock intrusions; 6 — areas of possible traprock occurrence; 7 — faults; 8 — boundary of West Siberian Platform

**Межгорные впадины.** Если грабенообразные прогибы — палеоструктуры в основном зон герцинской складчатости, то межгорные впадины — элементы тектоники переходного комплекса каледонид и поздних байкалид. Автором статьи рассмотрены впадины средне-верхнепалеозойского выполнения среди выступов допалеозойского или нижнепалеозойского фундамента. Структуры этого класса широко развиты в обнажениях в Центральном Казахстане и на крайнем юго-западе Западной Сибири, а также в Англии и Шотландии. Они изучались длительное время геологической съемкой, а затем бурением и сейсморазведкой. Описанию строения и формационного выполнения этих структур посвящена обширная литература ([4, 16, 17, 20] и др.). Комплексы, выполняющие впадины, со всей очевидностью отличаются от фундамента и платформенного чехла, и

для них в разное время были предложены свои термины: «брахигеосинклинали» (Пейве А.В., 1972), «парагеосинклинали» (Белоусов В.В., 1948), «орогенные впадины» (Богданов А.А. и др., 1958), «квазиплатформенные впадины» (Зайцев Ю.А., 1972). Автор статьи считает более правильным громоздкое, но содержательное название — средне-верхнепалеозойские впадины зон каледонской складчатости.

Типичными примерами этого типа структур являются Минусинская, Чу-Сарысуйская, Тенгизская впадины, впадина Срединной долины (Мидленд), а также Уймено-Лебедский и Тувинский прогибы в Алтае-Саянской области.

Минусинская впадина, расположенная между Кузнецким Алатау, Восточными и Западными Саянами, представляющими выступы каледонского и позднебайкальского фундамента, выполнена осадочно-вулканической формацией нижнего — среднего девона, терригенной молассоидного характера среднего — верхнего девона и угленосной каменноугольно-нижнепермской формацией. Вулканиды имеют главным образом базальтовый состав, выше по разрезу появляются кислые и щелочные эффузивы. Общая мощность осадочно-вулканогенного выполнения впадины достигает 6 км. Помимо эффузивов, в пределах впадины имеются небольшие интрузии нефелиновых сиенитов и щелочных габброидов.

Минусинская впадина состоит из нескольких впадин II порядка овальной формы. Сама впадина изометрична. Средне-верхнепалеозойское выполнение ее умеренно дислоцировано. Кроме разломов здесь отмечаются крупные складки в основном сундучного типа, связанные с разрывами.

Минусинская впадина — весьма типичная палеоструктура переходного комплекса каледонид и поздних байкалид (салаирид). Однако ее рассмотрение не исчерпывает всех особенностей структуры и формационного ряда межгорных впадин на каледонском основании.

Чу-Сарысуйская средне-позднепалеозойская впадина на юго-западе Центрального Казахстана характеризуется большими размерами, большим набором внутренних структурных осложнений и более полным формационным рядом [4]. Ее площадь составляет  $800 \times 300 \text{ км}^2$ , толщина комплекса выполнения, включающего отложения девона, карбона и перми, достигает в отдельных прогибах по геофизическим данным 7 км. Это — наложенная структура с ясным несогласием и скачкообразным характером степени изменения пород между каледонско-допалеозойским фундаментом и средне-верхнепалеозойским комплексом впадины [4, 20]. Самым крупным структурным осложнением впадины является Уланбель-Таласское горстовидное поперечное поднятие, которое делит общую депрессию на Джезказгано-Сарысуйскую и Восточно-Чуйскую палеодепрессии. По бортам этих

впадин прослежен ряд крупных разломов. Внутри этих палеодепрессий II порядка также имеется серия дизъюнктивных нарушений, расчленяющих их на разновеликие блоки. Вместе с тем здесь развиты и пликвативные структурные осложнения.

Особого внимания заслуживает вертикальный формационный ряд отложений среднего и верхнего палеозоя. Снизу вверх он включает следующие формации ([4] и др.).

1. Вулканогенную, представленную андезитами и диабазовыми порфирами, их лавами и туфами с включением красноцветных грубообломочных пород. Реже встречаются эффузивные породы кислого состава. Местами она прорвана интрузиями гранитоидов. Возраст этой формации считается ранне-среднедевонским. Толщина составляет около 2 км.

2. Нижнюю красноцветную формацию, которая обычно перекрывает вулканогенную, но нередко замещает ее по простиранию и даже подстилает ее. Она представлена в основном терригенными красноцветными породами, грубыми в нижней части и более тонкими в верхней. Среди терригенных красноцветных пород встречаются кислые эффузивы. В центральной части палеовпадины в верхней части нижней красноцветной формации может быть выделена эвапоритовая субформация, включающая и каменную соль. Последняя обусловила возникновение соляно-купольной тектоники в северо-западной части впадины. Нормальная мощность формации достигает 2,5 км. Возраст определяется обычно как конец среднего девона – поздний девон.

3. Терригенно-карбонатную формацию, представленную карбонатными породами в нижней части, переходящими в переслаивание карбонатов и терригенных пород. Эту формацию можно разделить на две субформации: нижнюю карбонатную фаменско-визейскую и верхнюю — собственно терригенно-карбонатную. Нижняя широко распространена, выходя за границы Чу-Сарысуйской впадины на территорию современного Центрально-Казахстанского щита и соседней Тенгизской впадины. Ее мощность около 1,5 км. С конца визейского яруса начинаются процессы: обмеления бассейна седиментации, сужения его границ, привноса терригенного материала и усиления глыбовой дифференциации палеовпадины.

4. Верхнюю пестроцветную формацию, имеющую возраст средний карбон – ранняя пермь, в нижней части представленную пестроцветными терригенными породами с включением эвапоритов, в верхней — мергелями.

Тенгизская межгорная впадина, расположенная к северу от Чу-Сарысуйской, отделена от последней Сарысу-Тенгизским поднятием, образовавшимся в середине каменноугольного периода и разделившим ранее единую депрессию. Тенгизская впадина имеет

овальную форму и асимметричное строение. Наиболее погруженными являются западная и южная части, где мощность средне-верхнепалеозойского комплекса достигает 4,5 км. Площадь впадины составляет 350 × 280 км<sup>2</sup>.

В пределах впадины широко развиты как разломы (особенно на южном берегу), так и валообразные поднятия, имеющие, судя по всему, штамповый характер с углами наклона на крыльях от 4 до 40°.

Разрез средне-верхнепалеозойского комплекса сходен с разрезом Чу-Сарысуйской впадины.

Общей чертой тектоники рассмотренных межгорных впадин является то, что средне-верхнепалеозойский комплекс выполнения залегает на метаморфизованных породах доинверсионного этапа развития. Это, бесспорно, наложенные структуры.

Однако среди средне-верхнепалеозойских впадин имеются структуры, унаследованные от орогенных прогибов каледонид и байкалид. Таковы, например, Уймено-Лебедская, Тувинская и другие впадины в Атлас-Саянской области, впадины Срединной долины (Мидленд) в британских каледонидах. Во впадинах этого типа средне-верхнепалеозойский комплекс имеет такой же формационный ряд, как и в описанных впадинах наложенного типа, но залегает он на орогенном комплексе геосинклинального цикла.

Так, во впадине Мидленд комплекс подстилается мощной вулканогенной формацией (около 7,5 км), относящейся к орогенному комплексу каледонского цикла. Выше следуют формации самого комплекса впадины: нижняя красноцветная, сероцветная терригенная, карбонатная, паралическая угленосная и верхняя пестроцветная.

Подобно Чу-Сарысуйской впадине нижняя часть разреза впадины Мидленд пронизана гранитными интрузиями. Впадина характеризуется широко развитой глыбовой тектоникой, более интенсивной, чем в Чу-Сарысуйской впадине.

Унаследованные межгорные впадины по данным А.А. Моссаковского [20] и других в целом характеризуются более интенсивными преимущественно глыбовыми дислокациями, чем наложенные впадины.

В этом классе большинство структур имеет форму, близкую к изометричной, мощность средне-верхнепалеозойского выполняющего комплекса чаще составляет первые километры. Характерна эффузивная деятельность с разным составом лав. В отличие от рассмотренных грабенов типично широкое распространение интрузий, особенно на начальном этапе формирования межгорной впадины. Для межгорных впадин характерна глыбовая тектоника, однако она играет не столь исключительную роль, как в грабенообразных прогибах в герцинидах. В средней части формационного ряда свойственно присутствие карбонатных и красноцветных терригенных формаций в самых низах разреза и иногда в верхней части.

## FORMATION AND LOCATION OF OIL AND GAS POOLS

Карбонатные формации средних частей формационных рядов часто выходят за границы межгорных впадин, образуя своеобразные чехлы на окружающих впадины выступах каледонского фундамента. Это явление аналогично выплескам красноцветов на тафрогенном этапе в Устюрте.

Средне-верхнепалеозойские впадины обычно наследуются в более позднем (плитном) этапе с относительным сохранением границ. В областях постплатформенного орогенеза они отражаются в современном рельефе.

**Чехлы массивов.** Понятие о чехлах массивов для древних платформ возникло раньше, чем для молодых. Е.В. Павловский в 1962 г. впервые отметил существование на участках древней консолидации покровных протерозойских образований, до некоторой степени близких по формационным и структурным признакам к чехлу, и предложил для таких участков название «протоплатформа». Аналогичные по тектоническому положению комплексы имеются и на молодых платформах, их чаще называют чехлами массивов.

По мере изучения фундамента молодых платформ выяснялась все большая роль древних жестких массивов, обтекаемых более молодыми складчатыми системами или (чаще) обрезаемых молодой складчатостью по разломам. Среди выходящих на поверхность древних массивов следует упомянуть прежде всего три массива Молданубской зоны в фундаменте Западно-Европейской молодой платформы — Армориканский, Центрально-Французский и Молданубский, а среди погребенных — Карабогазский и Центрально-Каракумский на Туранской плите.

Массивы на поверхности сложены в первом приближении тремя категориями пород: глубокометаморфизованными допалеозойскими древнего фундамента разного состава и генезиса, палеозойскими (главным образом герцинскими) гранитоидами и палеозойскими осадочными и эффузивными, образующими чехол массива, развитый спорадически [11].

Чехол массива в Молданубской зоне резко отличается от собственно платформенного чехла неравномерной степенью изменения пород (вплоть до метаморфизма в отдельных зонах), неравномерной и разнообразной дислоцированностью (вплоть до шарьяжной тектоники). Рассматриваемый комплекс фрагментарно залегает на гранитно-метаморфическом цоколе. Относительно небольшие толщины, относительно плавная фациальная изменчивость и небольшой градиент мощности — это то, что позволяет называть этот комплекс «чехлом». Стратиграфически он включает породы от кембрия до карбона. Преобладают мелководные и континентальные отложения. Широко развиты эффузивы. В качестве примера можно привести разрез такого протоплатформен-

ного чехла южной части Центрально-Французского массива.

Разрез начинается с кислых вулканитов и конгломератов кембрия. Выше залегают известняки и доломиты с археоциатами, относящимися к верхам нижнего кембрия. Выше следует песчано-аргиллитовая толща среднего и верхнего кембрия и нижнего ордовика. В среднем ордовике был развит андезиториолитовый вулканизм. В позднем ордовике и силуре отлагались маломощные черные сланцы, а выше них — песчаники и известняки. Завершается разрез породами песчано-глинистой флишоидной и граувакковой формаций и известняками нижнего карбона.

Чехол массива широкого стратиграфического диапазона развит и на Молданубском массиве, в частности в Пражском прогибе.

Некоторые древние массивы лишены протоплатформенных чехлов или содержат небольшие по площади покровы девонских и каменноугольных осадочно-эффузивных формаций, как например на Центрально-Каракумском массиве.

В возрастном отношении чехлы массивов обычно представляют собой наиболее древние образования переходного комплекса молодых платформ. Чехлы массивов синхронны формированию каледонских и герцинских геосинклинальных систем. Комплексы межгорных впадин в каледонидах синхронны лишь геосинклинальным образованиям герцинид, включая и орогенные формации, а комплексы тафогенов моложе всех образований фундамента платформы и лишь частично совпадают по возрасту с самыми молодыми породами орогенного комплекса герцинского геосинклинального цикла, завершающими разрез краевых прогибов.

Помимо образований, выделяемых как чехлы массивов, на древних ядрах фундамента молодых платформ развиты грабенообразные прогибы по крайней мере двух генераций. Это было отмечено при описании тафогенного комплекса Устюрта. Более древний из известных класс прогибов синхронен межгорным впадинам каледонид. Более молодой — тафрогенам герцинид и должен быть отнесен к тафрогенам.

### Переходный комплекс древних платформ

Фундамент древних платформ в еще большей мере гетерогенен по возрасту консолидации, чем молодых. Он включает как блоки древнейшей гранитоидной формации с возрастом до 4 млрд лет, иногда слабепереработанные более поздними деформациями, гранитоидным магматизмом и метаморфизмом, так и относительно молодые ранне- и среднепротерозойские геосинклинальные системы с возрастом пород до 1650–1700 млн лет. На Северо-Американской платформе самые молодые образования фундамента имеют возраст 1000 млн лет.



Собственно платформенный чехол на разных древних платформах начинается с верхнего венда, иногда с верхнего рифея. Здесь необходимо еще раз подчеркнуть, что речь идет об истинно платформенном (плитном) чехле, имеющем возраст пород не более 550–600 млн лет. Многие авторитетнейшие тектонисты, пересматривая историю развития древних платформ снизу вверх по разрезу, отмечают появление платформенных чехлов в разрезе намного раньше. К примеру, к чехлу относят ятулийский комплекс среднепротерозойского возраста на Карельском щите и тем более перекрывающий его вепский комплекс (с возрастом габбро, диабазов и долеритов 1650 млн лет). В эту же категорию попадают овручская серия Украинского щита и многие другие, претерпевшие складчатость и умеренный метаморфизм толщи [11, 17, 21].

Итак, завершение формирования фундамента древних платформ было отделено от начала образования платформенного чехла многими сотнями миллионов лет. Период геологической истории между этими событиями и представляет переходный этап развития на древних платформах. В эту длительную геосторическую эпоху формировалось два основных типа структур, частично перекрывающих друг друга по времени своего развития. Они, несмотря на различия, по мнению автора статьи, должны быть отнесены к переходному комплексу древних платформ.

**Древние авлакогены.** Термин «авлакоген» (боздой рожденный) был предложен Н.С. Шатским в 1960 г. Позднее появилось разделение этого вида структур на древние авлакогены — возникшие до начала формирования собственно платформенного (плитного) чехла и появившиеся уже в плитную стадию развития платформ (поздние).

Древние авлакогены (далее авлакогены) широко развиты на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, где они образуют целые системы.

Примером хорошо изученного авлакогена является Пачелмский на Восточно-Европейской платформе [22], несмотря на то, что он является погребенным под платформенным чехлом. Этот авлакоген протягивается от Москвы до Волгограда. Он заполнен породами рифея толщиной до 2 км. Структура депрессии сложная: разломы не только обрамляют авлакоген, но и нарушают его внутреннее строение, образуя систему подчиненных грабенов и горстов. На фундаменте в авлакогене залегает терригенная красноцветная формация нижнего рифея. Подобно тафрогенам молодых платформ вверх по разрезу обломочный материал становится тоньше. Если низы нижнего рифея представлены исключительно континентальными образованиями, то выше появляются породы морского происхождения, в том числе содержащие глауконит, а окраска толщи в целом меняется на пеструю вплоть до серой. На границе раннего и среднего рифея происходит некоторое усиление ди-

намики движений. Среднерифейское время знаменуется примерным повторением более раннего цикла осадконакопления. Верхнерифейские отложения вместе с нижневендскими имеют небольшую толщину, меньшую площадь распространения и представлены в существенной мере морскими осадками. В плитную стадию развития над авлакогеном формировался более широкий Рязано-Саратовский прогиб.

Пачелмский авлакоген входит в систему древних авлакогенов Восточно-Европейской платформы (рис. 4), имеющих в целом рифей-ранневендский возраст, заполненных в основном пестроцветными терригенными формациями с включением в некоторых авлакогенах мощных карбонатных толщ в верхней части разреза и пластовых габбро-диабазовых интрузий в основном в средней части разреза.

В этой системе наиболее крупными авлакогенами являются Оршанский, Крестецкий, Среднерусский, протягивающиеся с юго-запада на северо-восток, и Калтасинский, простирающийся вдоль восточной границы платформы.

Отдельно от этой системы располагается изученный только геофизическими методами Днепровско-Донецкий древний авлакоген, унаследованный и полностью скрытый платформенной Днепровско-Донецкой впадиной. Подобные авлакогены имеются на Африканской платформе, под обширной синеклизой Конго.

Формирование авлакогенов Восточно-Европейской платформы началось в основном после завершения складчатости в протерозойских геосинклиналях.

На Сибирской платформе выявлено большое число авлакогенов. Среди них выделяются две группы: перикратонные, располагающиеся вдоль западной границы платформы, и интеркратонные, находящиеся во внутренней части платформы. Подобно авлакогенам Восточно-Европейской платформы сибирские рифты обычно образуют системы, где грабенообразные прогибы вытянуты в цепочку или разветвляются.

Крупнейшей перикратонной системой является Байкало-Енисейская, включающая целую серию авлакогенов, часть из которых претерпела инверсию, превратившись в складчатые сооружения. Здесь прослеживается некоторая аналогия с крупнейшим тафрогеном Центрально-Евразийской молодой платформы, протягивающимся от восточной части Каспия до восточного чинка Устюрта, где в наиболее глубокой части рифта имела место складчатость.

Крупной внутрикратонной системой является Ангаро-Котуйская (рис. 5). Восточнее, между Анабарскими и Оленекскими сводами, располагается Уджинский авлакоген, а вдоль Патомского нагорья — Уринский. [23, 24].

Куюмбинский авлакоген, входящий в Ангаро-Котуйскую рифтовую систему, относительно хорошо

## FORMATION AND LOCATION OF OIL AND GAS POOLS

изучен сейсморазведкой и глубоким бурением. Он располагается в средней части Камовского свода платформенного структурного плана. Ширина рифта около 130 км, длина 200 км. Авлакоген выполнен рифейскими образованиями толщиной около 10 км. Борта авлакогена имеют ступенчатый характер, в результате чего выделился центральный грабен, в котором под вендским чехлом сохранились наиболее молодые породы рифея [23]. Рифейский комплекс авлакогена представлен в значительной мере карбонатными, различными магматическими породами и, в меньшей мере, терригенными.

В структуре Куюмбинского четко преобладают глыбовые дислокации. По имеющимся геолого-геофизическим данным подавляющая часть разломов является довендской.

Авлакогены Сибирской платформы сформировались в рифее. В отличие от рифтов Восточно-Европейской платформы, они не включают отложения нижнего венда, имеют, как правило, существенно большие палеоглубины (толщины выполнения), в большей мере обогащены магматическими породами, среди которых широко распространены основные, основные щелочные, ультраосновные щелочные и ультраосновные породы. Набор осадочных пород, как и на Восточно-Европейской платформе, весьма широк — от терригенных красноцветов до карбонатов.

Палеоглубины сибирских авлакогенов, по данным сейсмических исследований, обычно составляют около 10 км, достигая иногда 15 км [23, 24]. По В.В. Харахинову, под многими авлакогенами находятся вертикальные зоны дезинтеграции коры, уходящие на глубину 30 км и более. Эти зоны обеспечивали, видимо, мощный приток глубинных флюидов, в том числе основной и ультраосновной магмы. В общем структурном стиле всех сибирских авлакогенов преобладает глыбовая тектоника.

Продолжительность формирования сибирских авлакогенов достигает 1 млрд лет. В.В. Харахинов [23] выделяет до шести этапов, различающихся геодинамикой процесса авлакогенеза. В самом первом приближении история развития авлакогенов включает раскол коры и растяжение с сопутствующим проникновением в тело рифта глубинных флюидов. Затем наступает эпоха сжатия. Последняя проявляется с различной интенсивностью вплоть до образования складчатости в отдельных авлакогенах или их частях. В образовании древних авлакогенов Сибирской и Восточно-Европейской платформ многие геологи основную роль отводят крупным сдвигам.

**Чехлы массивов.** Становление фундамента древних платформ происходило в несколько фаз. Так, на Восточно-Европейской платформе отдельные массивы были консолидированы уже 2 млрд лет назад, а наиболее широкое по площади становление

жесткого фундамента на этой платформе датируется возрастом 1650 млн лет. Примерно с этой даты начинается формирование древних авлакогенов. Широко развитый плитный чехол начал закладываться здесь в позднем венде, т. е. 600 млн лет назад. Массивы древней консолидации, включающие, по мнению Е.В. Павловского [21] алинейные ядра нуклеарной стадии и своеобразные архейские протогоэосинклинали, обрезанные протерозойскими геосинклиналями, были названы в 1962 г. данным автором «протоплатформами».

На этих массивах, вплоть до образования авлакогенов, а иногда и позднее, параллельно с формированием авлакогенов происходили не только денудация и периодическое выравнивание палеорельефа, но и накопление осадочных и эффузивных образований. Эти толщи, не относящиеся уже к фундаменту, но подстилающие плитный чехол, автор статьи вслед за Е.В. Павловским называет «протоплатформенными чехлами массивов» [21].

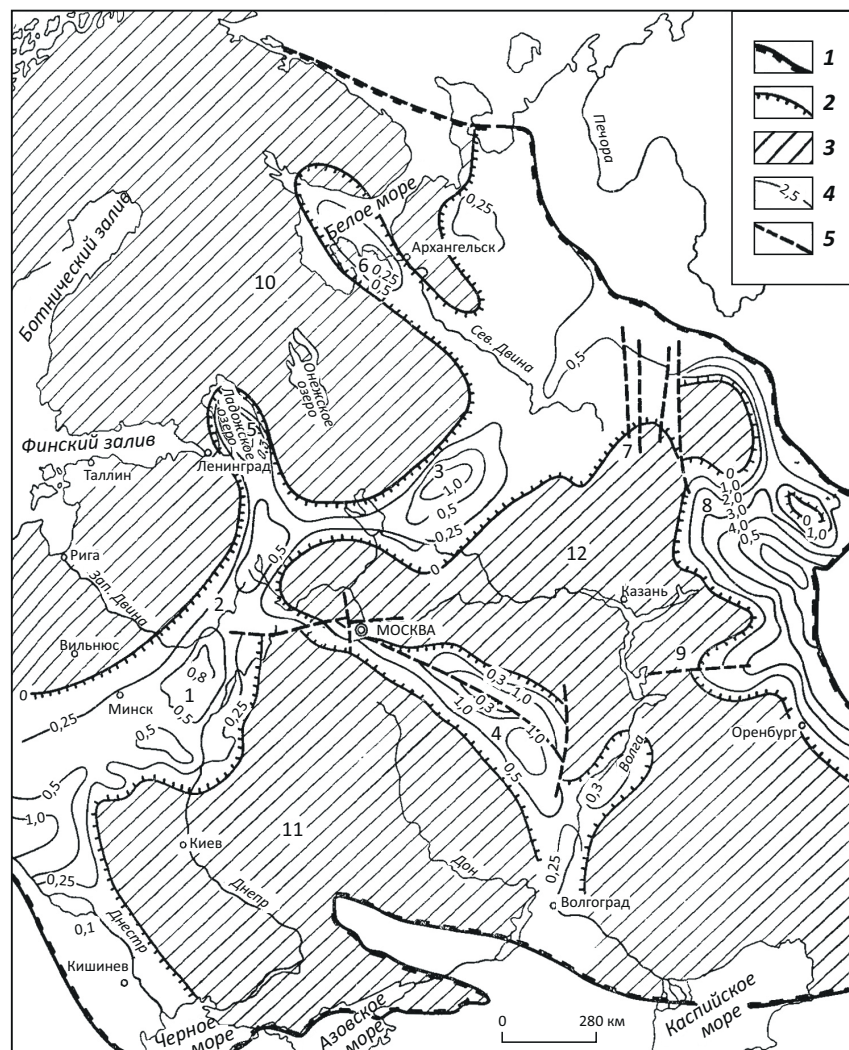
Примерами чехлов массивов на Восточно-Европейской платформе могут служить песчаники иотния, синхронные наиболее молодым геосинклинальным системам юга Скандинавии (средний рифей). Породы умеренно дислоцированы и находятся на низкой стадии регионального метаморфизма. Первично осадочный комплекс включает лавы и пластовые интрузии основных пород, а также редкие гранитные интрузии. В.Е. Хаин [17] отмечал, что и более древний субиотний местами может быть отнесен к предплатформенным образованиям из-за сокращенной мощности, слабой складчатости и умеренного метаморфизма.

На Украинском щите к чехлу массива следует отнести овручский комплекс, представленный кварцитами и кварцитопесчаниками, а также сланцами с включением магматических пород (порфиринов, ортофинов и диабазов). Породы характеризуются начальной стадией метаморфизма. Овручский комплекс структурно выполняет относительно пологую синклинали, осложненную более мелкими складками и сбросами. Площадь Овручской синклинали  $90 \times 20 \text{ км}^2$ .

Отмеченные в качестве примеров чехлов массивов комплексы иотний и овручский являются молодыми образованиями среди комплексов этого класса. Под критерии протоплатформенных чехлов древних платформ подходят и некоторые более древние комплексы, например субиотний и ятулий среднепротерозойского возраста на Карельском щите, а также раннепротерозойский гуронский комплекс на Канадском щите, представленный эффузивами, грубообломочными породами, в меньшей мере глинами и известняками мощностью около 4 км. Вместе с тем следует отметить, что чем древнее протоплатформенный чехол, тем меньше платформенных черт он несет. Это касается, прежде всего,

Рис. 4. Схема размещения авлакогенов Восточно-Европейской платформы (по Хаину В.Е., 1977)

Fig. 4. Location map of aulacogens within East European Platform (by Khain V.E., 1977)



**Границы (1, 2):** 1 — современной платформы, 2 — распространения отложений рифея и нижнего венда; 3 — области отсутствия отложений рифея и нижнего венда; 4 — изопахиты, км; 5 — разломы.

**Авлакогены:** 1 — Оршанский, 2 — Крестецкий, 3 — Среднерусский, 4 — Пачелмский, 5 — Приладожский, 6 — Беломорский, 7 — Кажимский, 8 — Калтасинский, 9 — Радаевский; щиты: 10 — Балтийский, 11 — Сарматский, 12 — Волго-Камский

**Borders (1, 2):** 1 — present-day platform, 2 — occurrence of Riphean and Lower Vendian deposits; 3 — areas where Riphean and Lower Vendian deposits are absent; 4 — isopach, km; 5 — faults.

**Aulacogens:** 1 — Orshansky, 2 — Krestetsky, 3 — Srednerussky, 4 — Pachelmsky, 5 — Priladozhsky, 6 — Belomorsky, 7 — Кажимский, 8 — Kaltasinsky, 9 — Radaevsky; shields: 10 — Baltic, 11 — Sarmatsky, 12 — Volga-Kamsky

фаций метаморфизма, а также напряженности дислокаций.

На древних платформах, видимо, сформированы межгорные впадины, однако степень их самостоятельности как типов структур гораздо меньше, чем на молодых платформах в зонах каледонской консолидации фундамента. Аналоги межгорных впадин следует искать в протоплатформенных чехлах. К таковым условно можно было бы отнести Карельскую и Южно-Карельскую впадины среднепротерозойского возраста, выполненные ятулийским комплексом, а также и Овручскую синклинали. Однако более правильным представляется отнесение перечисленных

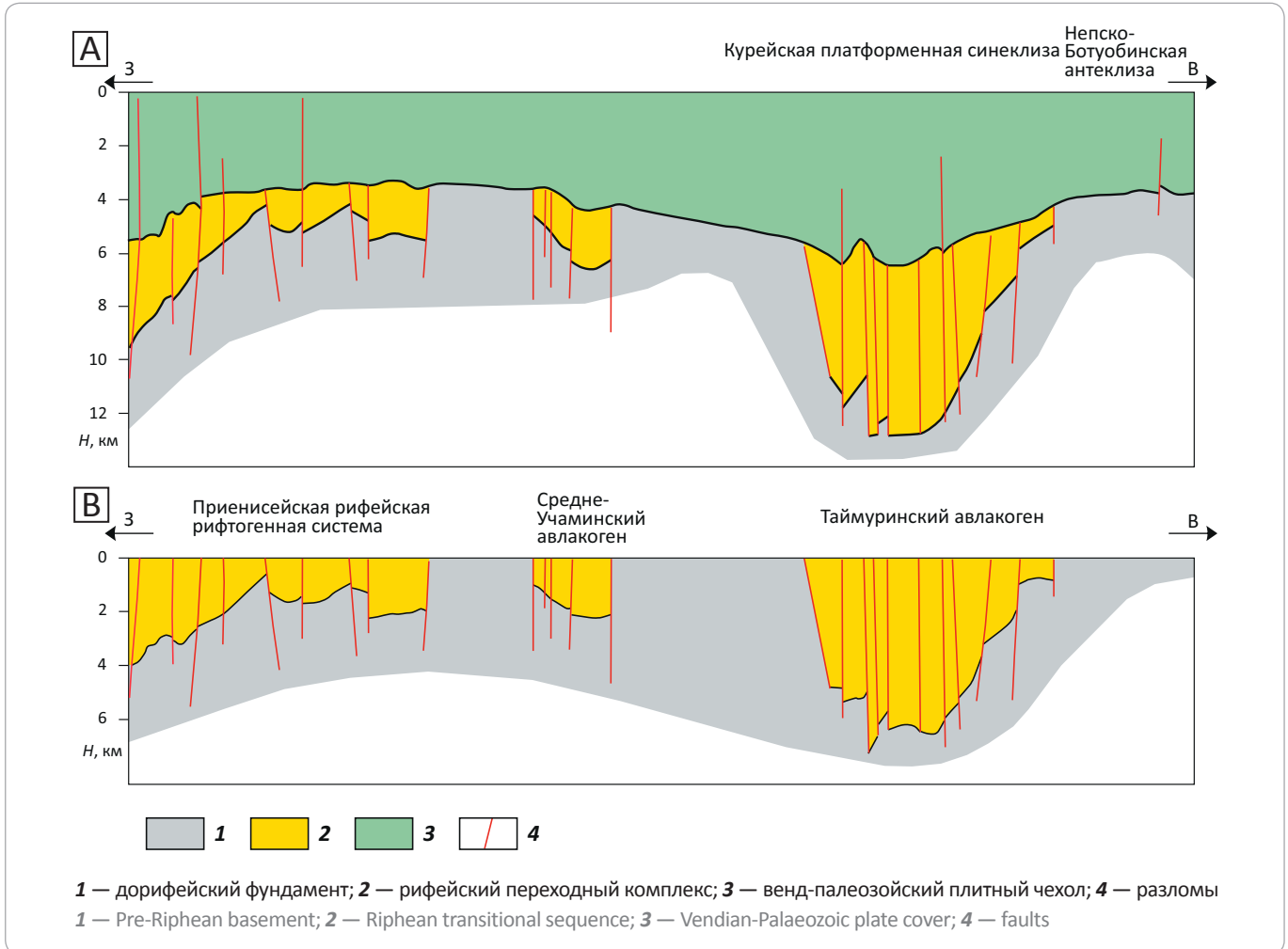
палеодепрессий к структурам соответствующих протоплатформенных чехлов, не выделяя их в самостоятельный класс.

### Выводы

Переходные комплексы и древних, и молодых платформ развиты спорадически, занимая обычно площадь, меньшую половины территории платформы. Переходные комплексы в целом сложены формациями двух классов — орогенными и платформенными. При этом обязательным членом формационного ряда является или терригенная угленосная, или терригенная пестроцветная.

## FORMATION AND LOCATION OF OIL AND GAS POOLS

**Рис. 5.** Схематические геологический (А) и палеогеологический (начало венда) (В) разрезы через западную часть Сибирской платформы по данным сейсморазведки и бурения  
**Fig. 5.** Diagrammatic geological (A) and paleogeological (early Vendian) (B) sections across the western part of the Siberian Platform according to seismic and drilling data



Эффузивный магматизм самого широкого состава был распространен не повсеместно. Интрузивный магматизм, в том числе гранитоидный, имел ограниченное распространение, захватывая комплексы чехлов массивов и древних, и молодых платформ, а также нижние секции выполнения средне-верхнепалеозойских впадин.

Преобладающим типом дислокаций всех типов переходного комплекса являются глыбовые дислокации. Альпинотипная складчатость имеет очень узкое развитие и встречается в наиболее глубоких тафрогенах и авлакогенах.

Залегая на каждой платформе на разновозрастном фундаменте, переходный комплекс имеет различный возраст начала образования и в меньшей степени разный возраст завершения формирования, который лимитируется началом плитной стадии развития каждой платформы.

Автором статьи была предпринята попытка, используя достоверную геологическую информацию

по щитам и складчатым областям палеозойского возраста, рассмотреть конкретные типы структурно-формационных объектов, залегающих между истинным фундаментом и плитным чехлом молодых и древних платформ и дать каждому из них краткую характеристику. Переходный комплекс, имея определенное место в вертикальном разрезе земной коры, неоднороден и включает несколько самостоятельных классов структурно-формационных толщ. Характер этих толщ зависит от возраста консолидации фундамента. В переходном комплексе древних платформ выделены протоплатформенные чехлы (чехлы массивов) и авлакогены. В переходном комплексе молодых платформ выделено три конкретных типа структурно-формационных образований: чехлы массивов, средне-верхнепалеозойские межгорные впадины и грабенообразные прогибы (тафрогены).

Каждому конкретному типу переходного комплекса соответствует своя стадия тектонического развития. На молодых и древних платформах эти стадии следуют одна за другой, в различной мере

перекрывая друг друга во времени. Стадии чехлов массивов и на древних, и на молодых платформах являются самыми длительными, они сосуществуют со стадиями геосинклинального развития в соседних регионах, а позже со стадией межгорных впадин на будущих молодых платформах, а затем со стадиями авлакогенов и тафрогенов. Стадия межгорных впадин сосуществует на молодых платформах со стадиями геосинклинальной герцинид и тафрогенов. Стадии тафрогенов и авлакогенов наступают после завершения геосинклинальной в пределах будущей платформы.

В.Е. Хаин (1971), рассматривая триасовые тафрогены Аппалачей, заметил, что они фиксируют завершение геосинклинальной стадии и одновременно начало платформенной. Ж. Обуэн [25], изучая развитие геосинклиналей, именно эту стадию предложил называть «постгеосинклинальной». А.А. Моссаковский [20] выделял ее в качестве подстадии верхней молассы в составе общей орогенной стадии развития геосинклиналей.

Автору статьи представляется более рациональным выделять самостоятельный переходный многофазовый комплекс в качестве крупного элемента в разрезе земной коры платформ. В пользу этого свидетельствует не только положение этих комплексов в разрезе, но и своеобразии структур и формационных рядов. Структурно-формационные элементы, относимые к переходному комплексу, составляют зако-

номерный, глобально распространенный ряд. Этот ряд фиксирует стадийность переходного этапа, этапа превращения геосинклинальных областей в древние и молодые платформы.

По продолжительности переходный этап в полном объеме не только соизмерим с плитным и древними, и молодых платформ, но и превосходит их.

Переходный комплекс в целом не может быть отнесен к высокоперспективному на нефть и газ структурному этажу платформ. Высокая, но изменчивая степень катагенеза и даже метаморфизма пород лишает терригенные породы необходимых фильтрационно-емкостных свойств, а первично глинистые породы теряют свойства надежных флюидоупоров. К этому следует добавить высокую степень метаморфизма ОВ пород и сложность структур.

Вместе с тем в породах переходного комплекса уже открыты месторождения УВ в Западной Сибири, в Восточном Предкавказье, Центральном Казахстане и других районах. Запасы открытых скоплений невелики. Анализ этих открытий позволяет считать, что вероятность обнаружения новых скоплений следует связывать с тремя классами переходных комплексов: авлакогенов древних платформ, тафрогенов и межгорных впадин молодых платформ. В пределах этих образований наиболее вероятно продуктивность карбонатных формаций, а ожидаемые типы залежей — комбинированные.

## Литература

1. Мирчинк М.Ф., Амурский Г.И., Крылов Н.А. и др. О возрасте платформ и содержании понятия «молодые платформы» // Доклады АН СССР. – 1970 – Т. 191. – № 6. – С. 1362–1365.
2. Летавин А.И., Крылов Н.А. О переходном комплексе Предкавказья // Доклады АН СССР. – Т. 125. – № 4. – 1959. – С. 862–865.
3. Крылов Н.А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. – М. : Наука, 1971. – 156 с.
4. Дитмар В.И. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской депрессии // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. – М. : Наука, 1965.
5. Летавин А.И. Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР: (Тектоника, формации и нефтегазоносность). – М. : Наука, 1978. – 148 с.
6. Соболевская В.Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. – М. : Наука, 1973. – 258 с.
7. Арбатов А.А., Бурштар М.С., Швембергер Ю.Н. О целесообразности выделения «переходного комплекса» на молодых платформах // Молодые платформы и их нефтегазоносность. – М. : Наука, 1975.
8. Гарецкий Р.Г. Главные структурные комплексы молодых платформ // Молодые платформы и их нефтегазоносность. – М. : Наука, 1975.
9. Шлезингер А.Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. – М. : Наука, 1965. – С. 116–127.
10. Бочкарев В.С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ (на примере Западно-Сибирской плиты и ее обрамления). – М. : Недра, 1973. – 127 с.
11. Крылов Н.А. Переходные комплексы платформ // Вести газовой науки. – 2018. – Т. 35. – № 3. – С. 181–198.
12. Крылов Н.А., Гризик А.Я. Новые данные о структуре пермотриасового комплекса Устюрта, Узбекистан // Геотектоника. – 2015. – № 4. – С. 54–66.
13. Куликов П.К. Структура фундамента Западно-Сибирской плиты // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. – М. : Наука, 1974. – С. 158.
14. Кэй М. Геосинклиналы Северной Америки. – М. : Из-во иностранной литературы, 1955. – 192 с.
15. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. – М. : ГЕОС, 2010. – 64 с.

## FORMATION AND LOCATION OF OIL AND GAS POOLS

16. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. – М. : Недра, 1979. – 344 с.
17. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и западная Азия. – М. : Недра, 1977. – 359 с.
18. Крылов Н.А., Гризик А.Я. Доверхнепермские отложения Восточного Устюрта и перспективы их нефтегазоносности (Республика Узбекистан) // Геология нефти и газа. – 2013. – № 2. – С. 8–14.
19. Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. – М. : Наука, 1971. – 156 с.
20. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. – М. : Наука, 1975. – 316 с.
21. Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ // Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. – М. : Наука, 1964. – С. 7–14.
22. Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба // Бюллетень МОИП, отделение геологии. – 1955. – Т. 30. – № 5. – С. 5–26.
23. Харахинов В.В. Древние рифты Восточной Сибири // Геология нефти и газа. – 2016. – № 4. – С. 3–17.
24. Филиппов Ю.А. Геологическое строение рифейских прогибов западной части Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибирской платформы. – 2011. – Т. 8. – № 4. – С. 30–47.
25. Обуэн Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. – М. : Мир, 1967. – 302 с.

## References

1. Mirchink M.F., Amurskii G.I., Krylov N.A. et al. Age of platforms and definition of “young platform” [O vozraste platform i sodержanii ponyatiya «molodye platformy»]. *Doklady AN SSSR*. 1970;191(6):1362–1365.
2. Letavin A.I., Krylov N.A. Transitional sequence of North Caucasus [O perekhodnom komplekse Predkavkaz'ya]. *Doklady AN SSSR*. 1959;125(4):862–865.
3. Krylov N.A. Common features of tectonics and oil and gas occurrence in the young platforms [Obshchie osobennosti tektoniki i neftegazonosnosti molodykh platform]. Moscow: Nauka; 1971. 156 p.
4. Ditmar V.I. Chu-Sarysuisky depression: features of geological evolution and petroleum potential [Osobennosti geologicheskogo razvitiya i perspektivy neftegazonosnosti Chu-Sarysuiskoi depressii]. In: Molodye platformy, ikh tektonika i perspektivy neftegazonosnosti. Moscow: Nauka; 1965.
5. Letavin A.I. Taphrogen sequence of young platform in the USSR south: (Tectonics, formations, and oil and gas potential) [Tafrogennyi kompleks molodoi platformy yuga SSSR: (Tektonika, formatsii i neftegazonosnost')]. Moscow: Nauka; 1978. 148 p.
6. Sobolevskaya V.N. Tectonics and common mechanisms of Epi-Palaeozoic plates establishing and evolution [Tektonika i obshchie zakonomernosti stanovleniya i razvitiya epipaleozoiskikh plit]. Moscow: Nauka; 1973. 258 p.
7. Arbatov A.A., Burshtar M.S., Shvemberger Yu.N. Expediency of “transitional sequence” identification within young platforms [O tselesoobraznosti vydeleniya «perekhodnogo kompleksa» na molodykh platformakh]. In: Molodye platformy i ikh neftegazonosnost'. Moscow: Nauka; 1975.
8. Garetskii R.G. Main structural complexes of young platforms [Glavnye strukturnye komplekсы molodykh platform]. In: Molodye platformy i ikh neftegazonosnost'. Moscow: Nauka; 1975.
9. Shlezinger A.E. Structural position and evolution of the Mangyshlak dislocation system [Strukturnoe polozhenie i razvitie Mangyshlaskoi sistemy dislokatsii]. In: Molodye platformy, ikh tektonika i perspektivy neftegazonosnosti. Moscow: Nauka; 1965. pp. 116–127.
10. Bochkarev V.S. Structural environment of geosyncline closure and early stages of young platform evolution (by the example of West Siberian Plate and its neighbourhood) [Tektonicheskie usloviya zamykaniya geosinklinali i rannie etapy razvitiya molodykh platform (na primere Zapadno-Sibirskoi plity i ee obramleniya)]. Moscow: Nedra; 1973. 127 p.
11. Krylov N.A. Transient platform formations. *Vesti gazovoy nauki*. 2018;35(3):181–198.
12. Krylov N.A., Grizik A.Y. New data on the structure of Permian-Triassic Complex of the Ustyurt Plateau, Uzbekistan. *Geotectonics*. 2015;49(4):291–301. DOI: 10.1134/S0016852115030024.
13. Kulikov P.K. Structure of West Siberian Plate's basement [Struktura fundamenta Zapadno-Sibirskoi plity] In: Tektonika Uralo-Mongol'skogo skladchatogo poyasa. Moscow: Nauka; 1974. p. 158.
14. Kei M. Geosynclines of North America [Geosinklinali Severnoi Ameriki]. Moscow: Izdatelstvo inostrannoi literatury; 1955. 192 p.
15. Leonov Yu.G., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Kheraskova T.N. Consolidated crust of Caspian region: attempts of zonation [Konsolidirovannaya kora Kaspiiskogo regiona: opyt raionirovaniya]. Moscow: GEOS; 2010. 64 p.
16. Khain V.E. Regional Geotectonics. Ex-Alpine Asia and Australia [Regional'naya geotektonika. Vneal'piiskaya Aziya i Avstraliya]. Moscow: Nedra; 1979. 344 p.
17. Khain V.E. Regional Geotectonics. Ex-Alpine Europe and western Asia [Regional'naya geotektonika. Vneal'piiskaya Evropa i zapadnaya Aziya]. Moscow: Nedra; 1977. 359 p.
18. Krylov N.A., Grizik A.Ya. Pre-Upper Permian deposits of East Ustyurt and their oil-and-gas potential prospects (Republic of Uzbekistan). *Geologiya nefiti i gaza*. 2013;(2):8–14.
19. Garetskii R.G. Tectonics of young Eurasian platforms [Tektonika molodykh platform Evrazii]. Moscow: Nauka; 1971. 156 p.
20. Mossakovskii A.A. Orogenic structures and volcanism of Eurasian Palaeozooides [Orogennye struktury i vulkanizm paleozoid Evrazii]. Moscow: Nauka; 1975. 316 p.
21. Pavlovskii E.V. Ancient platforms: origin and evolution [Proiskhozhdenie i razvitie drevnikh platform]. In: Voprosy sravnitel'noi tektoniki drevnikh platform. Moscow: Nauka; 1964. pp. 7–14.

22. *Shatskii N.S.* Origin of the Pachelmsky Trough [O proiskhozhdenii Pachelmskogo progib]. *Byulleten' MOIP, otделение geologii.* 1955;30(5):5–26.
23. *Kharakhinov V.V.* Ancient West-Siberian rifts and their oil-gas bearing capacity. *Geologiya nefi i gaza.* 2016;(4):3–17.
24. *Filipsov Yu.A.* Geological structure of Riphean troughs in the Western part of Siberian platform. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibirskoi platformy.* 2011;8(4):30–47.
25. *Obuen Zh.* Geosynclines: aspects of origin and evolution [Geosinklinali, problemy proiskhozhdeniya i razvitiya]. Moscow: Mir; 1967. 302 p.