

- Петров С. Е., Плещеев И. С. О некоторых особенностях тектонического развития юго-восточной части Тумгачинской антиклинали на Мангышлаке. «Бюл. МОИП, отд. геол.», № 1, 1971.
- Полканова Л. П., Шолохов В. В. О размерах денудации и генезисе рельефа плато Устюрт. «Бюл. МОИП, отд. геол.», вып. 1, 1971.
- Рихтер В. Г. Донные отложения залива Кара-Богаз-Гол как индикатор колебаний уровня Каспийского моря. «Бюл. МОИП, отд. геол.», вып. 1, 1961.
- Рихтер В. Г., Самсонов С. К. К последним страницам геологической истории Каспия. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 6, 1961.
- Сырнев И. П. О преакчагыльском (среднеплиоценовом) эрозионном размыве в области залива Кара-Богаз-Гол. «Нефтегаз. геология и геогр.», № 8, 1963.
- Федорович Б. А. Карабогазская геохимическая экспедиция. В сб.: «Экспедиция Всесоюзной академии наук в 1931», изд-во АН СССР, 1932.
- Шарапов А. И. Нижнеапшеронские отложения Сарыкамьшской котловины и Ассаке-Ауданской впадины. «Бюл. МОИП, отд. геол.», вып. 2, 1964.
- Шолохов В. В. О происхождении и тектонике впадины Карынжарык. «Изв. высш. уч. завед. Геол. и разведка», № 10, 1964.
- Шолохов В. В., Чельцов Ю. Г. О мезотических и понтических отложениях западного Устюрта. «Изв. высших учебн. завед. Геология и разведка», № 10, 1960.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., изд-во АН СССР, 1953.

НИЛЗарубежгеология
ВНИ Объединение «Аэрогеология»

Поступила в редакцию:
16.IV.1975.

MAIN STAGES OF THE TRANSCASPIAN TOPOGRAPHY FORMATION AT LATE NEOGENE — QUATERNARY

Yu. M. KLEINER, Yu. Ya. KUZNETSOV, S. O. KHONDKARIAN, V. V. SHOLOKHOV

Summary

Two main stages, i. e. Early — Middle Pliocene and Late Pliocene — Quaternary, can be identified in the course of the Transcaspiian topography development on the base of paleogeographic data and structural-geomorphological analysis. The first stage was characterized with tectonic activation and predominance of enormous scale processes of arid erosion. Special feature of the second stage was spreading of water basin at considerable area and as a result wide distribution of aggradation landforms together with erosional ones.

УДК 551.4.07

В. Г. КУЗНЕЦОВ

ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА ПОГРЕБЕННЫХ РИФОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Известны примеры удачного использования количественных методов анализа погребенного наземного палеорельефа и в той или иной степени апробированы методики такого анализа для различных условий (Котлуков, 1964; Проничева, 1973, и др.).

Следует, однако, признать, что изучение подводного палеорельефа, а тем более его количественная оценка находятся вне поля зрения большинства геоморфологов. Как правило, характер этого рельефа оценивается только качественно на основе литолого-фациальных исследований, т. е. выделяются более и менее глубоководные участки палеобассейнов. Значительно более определенные данные можно получить, изучая характер напластования и проводя сравнительный анализ мощностей разновозрастных разнофациальных отложений.

В настоящей статье сделана попытка, используя указанные методические приемы, решить только один вопрос — определить высоту рифов. Так как кровля рифов находится вблизи уровня моря (выше или ниже его), то высота рифа может с достаточно большой степенью точности характеризовать глубину окружавшего его палеобассейна. Как и при восстановлении рельефа древних эпох континентальных перерывов, реконструкция захороненного рифового рельефа основана на анализе мощностей. Прежде всего конфигурация изопахит рифа отражает его форму в плане — округлую, овальную, треугольную, подковообразную и т. д., что в ряде случаев позволяет делать некоторые палеогеографические выводы о преобладающем направлении ветров, течений и т. д. (Кузнецов, Хенвин, 1967). Кроме того, мощности позволяют восстанавливать и высоты рифов, а по ним (при хорошей разбуренности) и величины углов рифовых склонов.

Поскольку скорость образования рифов значительно выше скорости накопления разновозрастных им морских осадков, то разница мощности рифовых отложений и окружающих их осадков будет соответствовать высоте рифа (глубине бассейна). Это положение справедливо при условии одинаковой скорости прогибания всего региона и отсутствии дифференцирования тектонических подвижек участка рифообразования относительно окружающих частей бассейна.

При наличии дифференцированного прогибания истинная глубина бассейна оказывается больше, чем величина, определенная по мощностям рифосодержащих стратиграфических комплексов. Величину прогибания можно оценить по мощностям покрывающих рифы отложений. Расчлененный рельеф морского дна, обусловленный наличием рифов, разными скоростями прогибания и осадконакоплением, определяет распределение мощностей и литолого-фациального состава перекрывающих рифы отложений, получивших в нефтяной геологии название толщи выполнения. Разница мощностей этих отложений над рифом и вне его в первом приближении характеризует высоту рифа в конце его развития над дном бассейна. Изучение плановой конфигурации и амплитуды рифов по изменению мощностей вышележащей толщи имеет важное значение для анализа погребенных сооружений, так как полностью они вскрываются далеко не всеми скважинами. При отсутствии дифференцированных тектонических движений и равномерном погружении всей рассматриваемой зоны суммарная мощность рифосодержащего стратиграфического комплекса и толщи выполнения (с учетом вторичного уплотнения — см. ниже) над рифом и вне его будут примерно равны. В этом случае глубина, определенная как разность мощностей рифа и разновозрастных ему отложений, будет равна глубине, определенной как разность мощностей толщи выполнения во внерифовой зоне и над рифом. Отсутствие дифференцированного прогибания, в частности, проявляется и в параллельности двух опорных поверхностей (в подошве содержащего рифы комплекса и в кровле толщи выполнения), т. е. может быть выявлено при анализе соотношений структурных планов. Неравенство мощностей (непараллельность опорных поверхностей) свидетельствует о различии в темпах прогибания, причем его величина определяется разностью суммарных мощностей во внерифовой и рифовой зонах. В этом случае глубина бассейна, определенная, как и ранее, по разнице мощностей рифовых и внерифовых образований, будет лишь минимально возможной, так как все дополнительное прогибание относится лишь к периоду накопления толщи выполнения. Напротив, глубина, определенная как разность мощностей толщи выполнения во внерифовой зоне и над рифом, будет максимально возможной, так как все дополнительное прогибание относится ко времени рифообразования.

Не останавливаясь подробно на закономерностях образования рифов и связанных с ними некомпенсированных впадин и толщ их выполнения,

отметим, что оптимальные условия некомпенсированного осадконакопления возникают при интенсивном прогибании. Толщи же выполнения, особенно терригенные, обычно формируются в условиях тектонической стабилизации. Поэтому истинные значения глубин будут располагаться между указанными выше величинами, но в общем случае, вероятно, ближе к максимальным значениям. Кроме того, на точность реконструкции палеоглубин влияет первичный дорифовый рельеф. Известны многочисленные случаи зарождения рифов на первично приподнятых участках морского дна, как тектонического, так и нетектонического происхождения (сводах локальных структур, затопленных дюнах и т. д.).

Использование в расчетах фактически замеренной мощности не всегда правомочно, так как она не является первичной, а сокращена вторичным уплотнением, которое необходимо учитывать, особенно в толщах выполнения. Важно оценить не уплотнение само по себе, а разницу величин уплотнения толщи над рифом и вне его. Эффект уплотнения над погребенным массивом меньше, так как здесь меньше мощность отложений и относительно выше содержание менее уплотняющихся пород (например, песчаников в терригенных толщах). Точно оценить влияние такого уплотнения трудно, так как оно зависит от минералогического и петрографического состава толщи, глубины погружения и ряда других причин.

Опыт показывает, что уплотнение соляных пород очень невелико и им можно пренебречь. Первичная пористость соляных пород быстро ликвидируется и уже на небольшой глубине она незначительна и достаточно постоянна. Это находит свое выражение в весьма стабильной плотности соответствующих пород, изученных в разных районах и на разных глубинах. Что касается песчано-глинистых толщ, то здесь эффект уплотнения значительный и в расчеты следует вводить соответствующие поправки. Относительно уменьшения объема наиболее уплотняющихся пород (глин) в литературе приводятся достаточно разноречивые сведения. М. В. Проницева (1973) сообщает о 80%-ном уплотнении. В. Энгельгардт (1964) для глубин в 3000 м дает значения в 50—65%. Следует, однако, иметь в виду, что зависимость плотности от глубины носит логарифмический характер, наибольшее сокращение объема происходит в начальный этап погружения. Так, в верхних 7—8 м осадков Каспийского моря пористость снижается с 66 до 43%, т. е. на 23%, в то время как в следующих 70—80 м она дополнительно сокращается лишь на 5—10% (Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага, 1965). И. Н. Нестеров (1965), обобщивший материалы исследований в Тихом океане, Беринговом и Черном морях, отмечает, что в верхних 5 м естественная влажность уменьшается в 15—25 раз на каждый метр осадка, а ниже темп обезвоживания резко падает. Поэтому нельзя считать, что залегающая ныне на глубине 3 км глинистая толща мощностью 100 м первоначально была на 60—80% мощнее, а при последующем погружении приобрела фиксируемую ныне мощность. Уже при осаждении первых десятков метров нижней части толщи начинается ее интенсивное уплотнение; поэтому после отложения всей глинистой пачки пористость, а следовательно, и способность ее к дальнейшему уплотнению будут в нижней ее части существенно меньше, чем в верхней. Отсюда и общее уплотнение под действием вышележащих пород значительно меньше указанных 60—80%. Таким образом, интересующая нас первичная мощность песчано-глинистой толщи выполнения определяется не только глубиной бассейна и скоростью тектонического прогибания, но и величиной начального уплотнения нижних ее горизонтов, происходившего во время осаждения верхних пластов.

В принципе, зная современную мощность и используя опубликованные кривые уплотнения глинистых, алевролитовых и песчаных осадков, можно рассчитать уплотнение толщи выполнения в период ее осаждения,

а затем, учитывая глубину погружения, найти необходимую для реконструкции величину собственно вторичного уплотнения всей толщи после перекрытия ее другими отложениями. Однако подобная точность оказывается излишней. Данные В. Энгельгардта (1964, табл. 10) показывают, что при глубинах погружения до 3—4 км (величины, с которыми имеют дело нефтяники) для глин можно использовать величину уплотнения порядка 20%, алевролитов — около 10%. Степень сокращения объема других пород незначительна и ею можно пренебречь.

Следует также иметь в виду, что одновозрастные рифу отложения также могут быть более глинисты и уплотняться значительно больше, чем жесткий рифовый массив. В рассмотренных ниже примерах рифовых сооружений Нижнего Поволжья это уплотнение учтено. Геологическое строение этих рифов охарактеризовано в работах П. А. Карпова (1970), В. Г. Кузнецова и Т. И. Хенвина (1967), В. Г. Кузнецова (1969), В. Н. Хлыстовой и В. А. Ермакова (1967) и др.

С точки зрения морфологии рифового тела и его палеогеоморфологической приуроченности, следует выделять два крайних типа; во-первых, одиночные относительно симметричные в поперечном сечении постройки, окруженные в период своего формирования морем примерно одинаковой глубины, и, во-вторых, асимметричные, развивавшиеся на подводных уступах, разделяющих мелководные и более глубоководные участки бассейна. В связи с этим у них резко различаются глубины и крутизна склонов в предрифовой («бассейновой») и зарифовой («лагунной») частях сооружения.

Реконструкции высоты построек первого типа рассмотрим на примере Южно-Уметского массива. На Южно-Уметской площади (рис. 1) суммарные мощности карбонатной части нижней перми (ассельские, сакмарские и нижняя часть артинских отложений) и верхнеартинско-кунгурской толщи выполнения в скважинах № 6, 7 и 5 составляют соответственно 455, 458 и 452 м. Близость этих величин показывает, что значительного поднятия рельефа дна под рифовым массивом, а также дифференцированных тектонических движений в ранней перми не происходило. В этом случае разница мощностей карбонатной толщи в пределах массива (скв. № 7 — 188 м) и вне его (скв. № 6 — 153 и № 5 — 154 м) указывает на высоту массива к концу его формирования относительно дна окружающего бассейна (34—35 м)¹. Поскольку эвапоритовые отложения в целом выравнивают рельеф, эта же высота может быть получена как разность мощностей толщи выполнения вне массива (скв. № 6 — 302 и № 5 — 298 м) и над ним (скв. № 7 — 270 м). Полученные этим путем цифры (28—32 м) отличаются от первых как раз на величину, равную разности суммарных мощностей всех отложений нижней перми. Таким образом, амплитуда этой постройки в пределах рассмотренных скважин составляла, вероятно, величину порядка 30—35 м.

Определение высот асимметричных рифов покажем на примере франских отложений Камышинской впадины. Сравнительно простой случай реконструкции высот можно рассмотреть на примере Линевского рифогенного массива (рис. 2). Суммарная мощность карбонатной пачки семилукского горизонта и покрывающей глинистой толщи выполнения петинского горизонта (с 20%-ной поправкой на уплотнение) составляет в мелководных зарифовых отложениях 160 м (Жирное, скв. № 228), в рифогенных — 233 м (Линево, скв. № 34) и предрифовых — 232 м (Линево, скв. № 32). Таким образом, величина прогибания района рифообразования относительно мелководных отложений в семилукско-петинское время

¹ Здесь и далее все расчеты с чисто методической точки зрения приведены с точностью до метров. Надо думать, что истинные значения близки полученным, но не абсолютно равны им, так как мы не можем полностью учесть все осложняющие обстоятельства — мелкие неровности изучаемых поверхностей, точную величину уплотнения и т. д.

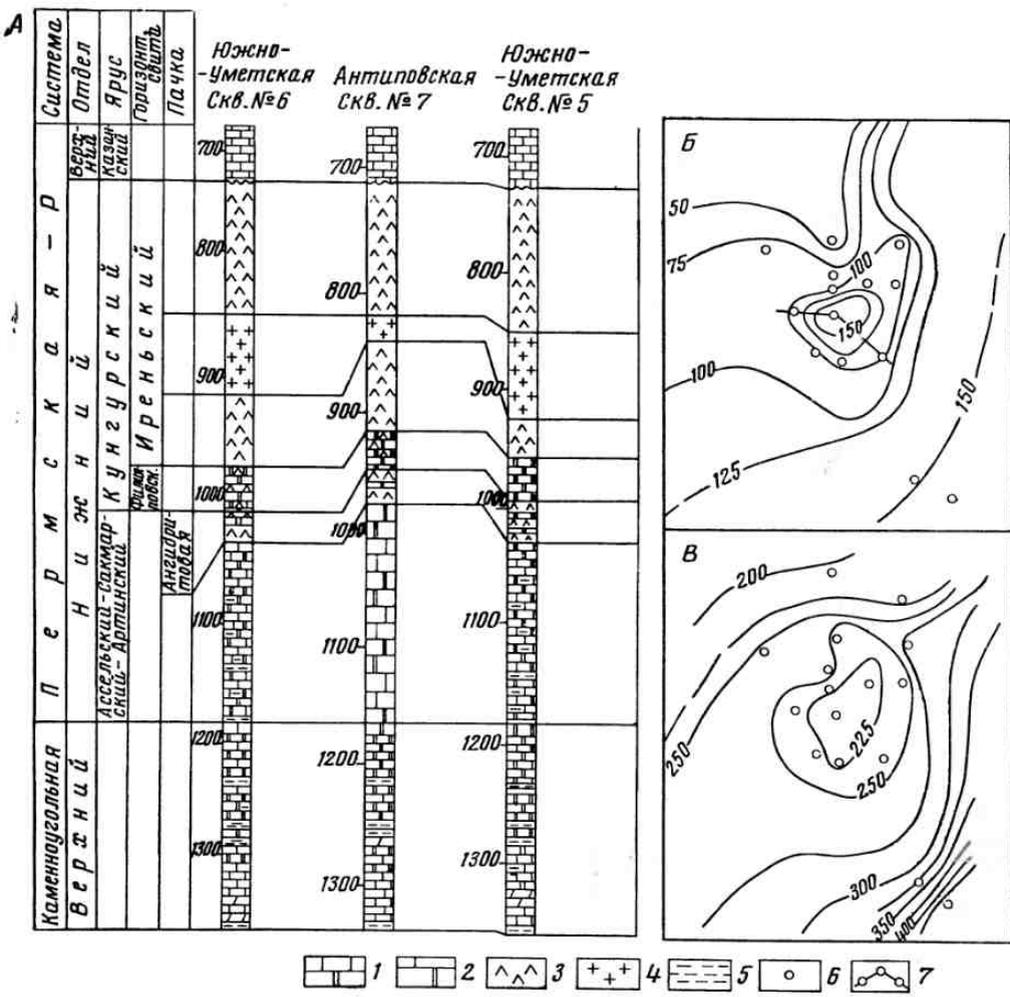


Рис. 1. Нижнепермский риф Южно-Уметской площади

А — схема сопоставления геологических разрезов; Б — карта мощностей карбонатной части нижнепермских отложений (ассельский, сакмарский и нижняя часть артинского яруса); В — карта мощностей иренской свиты кунгурских отложений (толща выполнения); 1 — светлые слоистые известняки, доломиты, мергели; 2 — светлые массивные кавернозные рифовые известняки и доломиты; 3 — ангидриты; 4 — каменная соль; 5 — серые, зеленовато-серые глины; 6 — скважины; 7 — линия сопоставления разрезов.

составила: $233 - 160 = 73 \text{ м}^2$. В этом случае превышение рифа над мелководными отложениями можно рассчитывать как разницу первичных мощностей петинской толщи: $21 - 5 = 16 \text{ м}$ или, учитывая амплитуды предшествующего рельефа и прогибания, по мощностям карбонатной толщи: $228 - 139 - 73 = 16 \text{ м}$. Учитывая равенство суммарных первичных мощностей в рифовых и предрифовых зонах (233 и 232 м соответственно), можно говорить об отсутствии между ними первоначального перепада глубин, а также дифференцированных тектонических движений. В этом случае высота рифа относительно глубоководной части бассейна определяется либо как разность мощностей карбонатной толщи ($228 - 140 = 88 \text{ м}$), либо как разность первичных мощностей толщи выполнения ($92 - 5 = 87 \text{ м}$).

² Строго говоря, эта величина отражает не только амплитуду конседиментационного прогибания, но, как указывалось выше, и тот рельеф дна, который сформировался к концу рудкинского времени и который определил само рифообразование на участке перепада глубин, однако в данном случае для определения высоты сооружения к концу семилукского времени это принципиального значения не имеет.

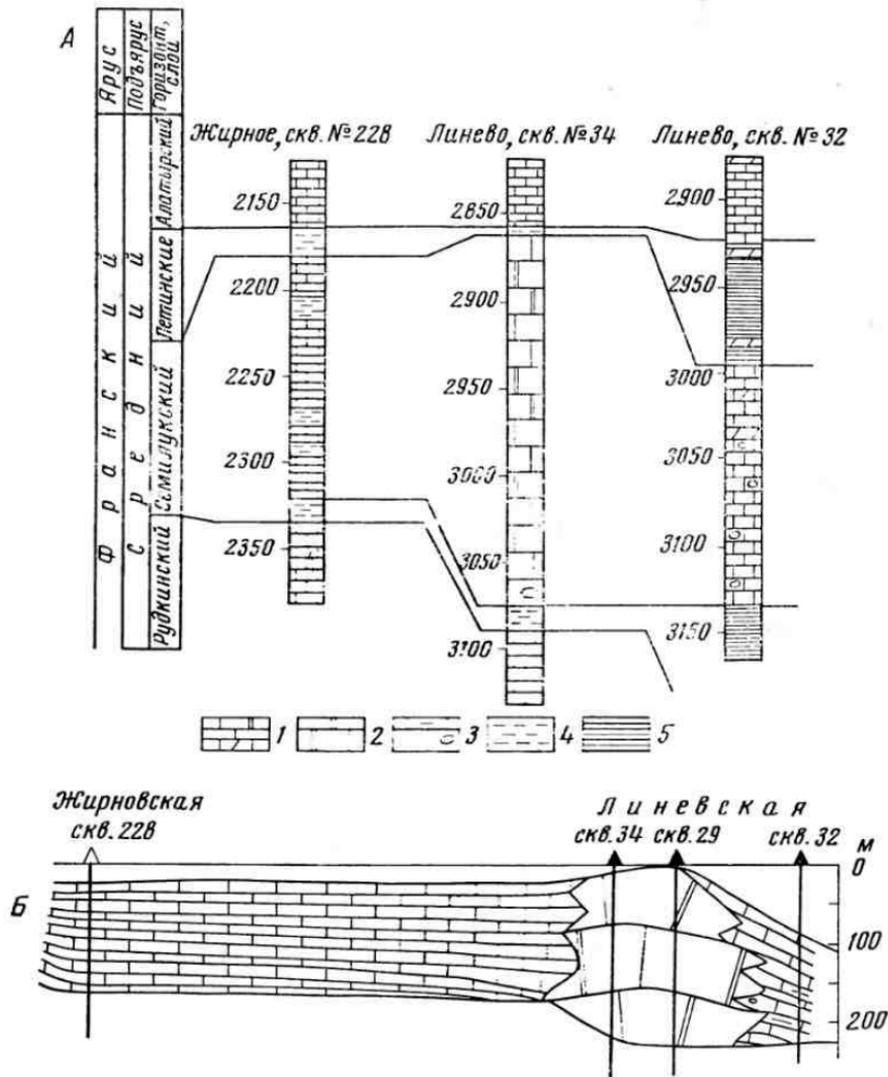


Рис. 2. Семилукский риф Линево́й площади

А — схема сопоставления геологических разрезов; **Б** — литолого-фациальный профиль (реконструкция на конец семилукского времени): 1 — светлые слоистые известняки, доломиты и мергели; 2 — светлые массивные рифовые известняки и доломиты; 3 — слоистые комковатые известняки, доломиты, мергели (предрифовый шлейф); 4 — серые, зеленовато-серые и темно-серые глины и аргиллиты; 5 — черные и темно-серые глины и аргиллиты

Подобные реконструкции значительно осложняются в случае дифференцированных тектонических движений, что видно на примере мощного алатырско-воронежского рифогенного массива Коробковской площади (рис. 3). Прежде всего следует отметить, что, судя по фациальному составу покрывающих отложений, выравнивание рельефа происходило не одновременно — в мелководной, зарифовой части бассейна (скв. № 93) оно относится уже к концу евлановско-ливенского времени (увеличение мощностей фаменских отложений в зарифовой области относительно рифовой связано, вероятно, главным образом с увеличением интенсивности ее погружения), в предрифовой — только в середине умеговского (во время отложения средней карбонатной пачки уметовской толщи). В связи с этим расчеты суммарных мощностей содержащего рифогенный массив комплекса и толщи выполнения проведены для зарифовых отложений на кровлю франского яруса, а для предрифовых — на кровлю указанной уметовской карбонатной пачки. Мощности всех глин пересчитаны на первоначальные, исходя из 20%-ного уплотнения. Разница суммарных

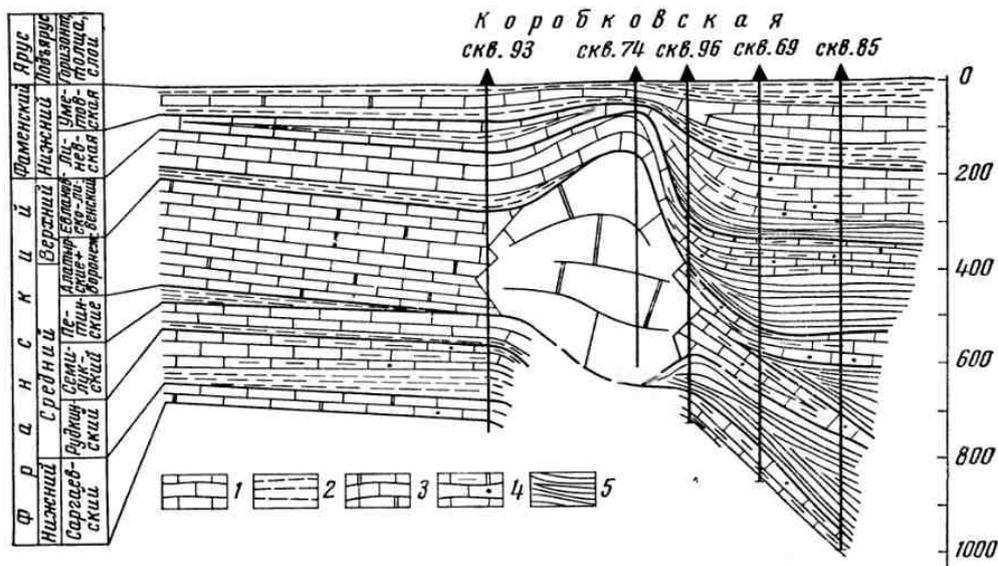


Рис. 3. Литолого-фациальный профиль алатырско-воронежского рифа Коробковской площади (реконструкция на начало задонско-елецкого времени)

Мелководные отложения: 1 — светлые, слоистые известняки, доломиты и мергели, 2 — серые, зеленовато-серые и темно-серые глины и аргиллиты; рифовый комплекс: 3 — светлые неслоистые массивные известняки и доломиты; относительно глубоководные отложения депрессий: 4 — черные и темно-серые тонкослоистые, глинистые, битуминозные известняки, доломиты и мергели, 5 — черные и темно-серые глины и аргиллиты

мощностей в рифовой и зарифовой зонах дает величину дополнительного прогибания (точнее прогибания и предшествующего рельефа): $456 - 352 = 104$ м. Превышение рифогенного массива над зарифовым бассейном определяется совершенно аналогично предыдущему случаю: $130 - 100 = 30$ м (по разности мощностей евлановско-ливенского горизонта) или $356 - 222 - 104 = 30$ м (по мощностям алатырско-воронежской карбонатной толщи и амплитуде дополнительного прогибания). Суммарные мощности в предрифовой зоне (627 м) больше, чем в рифовой (492 м), т. е. происходило и дополнительное прогибание амплитудой 135 м. Отсюда максимально возможная высота рифа относительно глубоководной части бассейна определяется как разница мощностей толщи выполнения: $385 - 136 = 249$ м — при условии, что все 135 м дополнительное прогибание произошло в алатырско-воронежское время, а толща выполнения лишь «пассивно» заполнила неровности образовавшегося ранее рельефа. Минимальная высота, в случае если это прогибание происходило в период образования толщи выполнения, определяется как разность мощностей алатырско-воронежских отложений в соответствующих зонах: $356 - 242 = 114$ м. Учитывая приведенные выше соображения, можно полагать, что истинное значение находится между ними, но ближе к первому.

Методические приемы определения глубин палеобассейнов, рассмотренные выше на ряде примеров, весьма несложны, и, хотя полученные значения не являются абсолютно точными, они достаточно близки истинным, поэтому при хорошей разбуренности могут послужить основой для построения схематических палеобатиметрических карт.

ЛИТЕРАТУРА

Карнов П. А. Стратиграфия. Девонская система. В кн. «Геология СССР», т. XLVI, Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. М., «Недра», 1970.

- Котлуков В. А. Значение и методы построения реконструкций палеорельефа суши платформенных областей. В кн. «Методы палеогеографических исследований», вып. 1. М., «Недра», 1964.
- Кузнецов В. Г. Методика выделения погребенных рифов (на примере палеозойских отложений Нижнего Поволжья). «Геология и разведка», № 12, 1969.
- Кузнецов В. Г., Хенвин Т. И. Некоторые черты геологического строения Южно-Уметского рифа (Нижнее Поволжье). «Бюл. МОИП. Отд. геол.», т. XLXIII, № 2, 1967.
- Нестеров И. Н. Уплотнение глинистых пород. «Сов. геол.», № 12, 1965.
- Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», вып. 115. М., «Наука», 1965.
- Проничева М. В. Палеогеоморфология в нефтяной геологии. М., «Недра», 1973.
- Хлыстова В. Н., Ермаков В. А. Особенности строения пермских отложений и перспективы их нефтегазоносности. В кн. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Нижнего Поволжья». Тр. Волгоградского н.-и. ин-та нефтяной и газовой промышленности, вып. 12. Волгоград, 1967.
- Энгельгардт В. Поровое пространство осадочных пород. М., «Недра», 1964.

Московский институт нефтехимической
и газовой промышленности
им. И. М. Губкина

Поступила в редакцию
21.III.1975

TENTATIVE QUANTITATIVE DESCRIPTION OF PALEO-RELIEF OF BURIED REEF FORMS

V. G. KUZNETSOV

Summary

The paper discusses principal possibilities and techniques of determination of paleo-depth in basins around reefs which are now buried. Elevation of top of a reef above the basin floor may be approximated by difference between thickness of the reef and that of synchronous non-reef sediments. As the top of the reef is about sea level, its height is almost the same as the depth of the surrounding basin. Methods of studies of overlying sediments (considering different degree of their condensation) are introduced to estimate differentiated tectonic subsidence, initial pre-reef relief and the reef's sinking into underlying deposits. Cases of reconstructions of different kinds of reefs are discussed, both under conditions of differentiated subsidence and without it.

УДК 551.4(729.1)

О. К. ЛЕОНТЬЕВ, Е. И. ИГНАТОВ, Р. А. ДЕЛЬ БУСТО

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОСТРОВА ПИНОС

Остров Пинос расположен на юге Кубинского архипелага и омывается водами Карибского моря. Открытый в 1494 г. Колумбом, он долгое время был слабо обжитой и почти не изученной территорией. Только после Кубинской революции остров стал интенсивно осваиваться. Это потребовало изучения его природных условий. На о. Пинос проводились геологические исследования (Kuman, Gavilian, 1965), изучались морфология и динамика берегов (Ionin, Pavlidis, More, 1967) и некоторые другие компоненты природы.

Настоящая статья представляет собой попытку обобщения данных по геоморфологии острова, включая результаты собственных исследований авторов.

Остров Пинос — в основном низменная территория. Большая часть его располагается в пределах высот от 0 до 60 м над ур. моря. Южная часть о-ва с высотами, не превышающими 10 м над ур. моря, отделена