

О ТИПАХ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВЕК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕГО ДЕВОНА – РАННЕГО КАРБОНА ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

А.Х.КАГАРМАНОВ

Среди научных работ выдающегося современного геолога академика Д.В.Наливкина видное место занимают труды, посвященные учению о фациях. Еще в 1920 г. Д.В.Наливкин в Петроградском горном институте начал чтение созданного им курса «Учение о фациях» [22, 23]. В последующие десятилетия Д.В.Наливкин продолжает развивать это направление, и в 1955–1956 гг. выходит его двухтомный капитальный труд «Учение о фациях» [25], являющийся ценным пособием для каждого специалиста, занимавшегося вопросами палеогеографии.

Труды Д.В.Наливкина способствовали становлению в СССР методов фациального анализа и развития о б щ е й палеогеографии. В свою очередь, эти исследования привели к появлению понятия о структурно-фациальных зонах и к зарождению учения о формациях. Не случайно предлагается объединение этих двух направлений науки – учения о фациях и учения о формациях – в единую отрасль знания ф а ц и о л о г и ю [32].

Вместе с тем значителен вклад Д.В.Наливкина в р е г и о н а л ь н у ю палеогеографию отдельных районов СССР, в частности, в палеогеографию палеозоя Казахстана. Свыше полувека назад в своем выступлении на III Всесоюзном геологическом съезде в Ташкенте Д.В.Наливкин [21] дал первый набросок палеогеографии палеозоя Казахстана (и Средней Азии), в котором, несмотря на скудность имевшегося в те годы материала, удивительно верно очертил главнейшие особенности геологической истории этой территории. Уже тогда им была высказана мысль о регрессии раннего – среднего девона, обширной фамен – турнейской трансгрессии и начале угленакопления в визейское время в пределах Центрального и Северо-Восточного Казахстана (северные дуги Средней Азии – по терминологии Д.В.Наливкина).

Капитальным обоснованием этих идей стал труд Д.В.Наливкина «Брахиподы верхнего и среднего девона и нижнего карбона Северо-Восточного Казахстана» [24]. Эта книга, изданная к XUI сессии Международного геологического конгресса, а в рукописи известная с 1930 г., до сих пор служит настольным пособием палеонтологов и стратиграфов Казахстана; она, по справедливому признанию одного из известных исследователей Казахстана А.М.Са-

дыкова, прошла проверку временем и с честью выдержала экзамен на практическое применение [31]. Выделенные Д.В.Наливкиным найские, мейстеровские и сульфидовые слои девона, кассинские, русаковские, ленинские и яговкинские слои нижнего карбона, благодаря их четкой литологической и палеонтологической характеристике, заняли прочное место в стратиграфических схемах Казахстана и многие десятилетия верно служат геологам, позволяя восстанавливать геологическое строение и геологическую историю региона в среднем палеозое.

Рассмотренные работы Д.В.Наливкина наряду с данными других исследователей позволили Н.Г.Кассину предложить первые палеогеографические схемы Казахстана [11]. В дальнейшем применительно к Восточному Казахстану восстановление палеогеографических условий среднего палеозоя было предметом изысканий М.С.Быковой [7], Н.В.Литвинович [20], Н.Л.Бубличенко и М.Н.Коземяко [6], И.А.Гречишниковой [12, 13], В.А.Комар [12] и других исследователей, а также нашло отражение в Атласе литолого-палеогеографических карт СССР [1]. Этими работами были установлены общие черты палеогеографии Восточного Казахстана, однако ряд вопросов остался либо нерешенным, либо продолжает являться предметом дискуссий. Некоторые причины их дискуссионности, по нашему мнению, заключаются в следующем. Иногда упускается из виду предупреждение Д.В.Наливкина о том, что все выделенные им слои являются только фациями; поэтому всегда могут быть обнаружены другие фации того же возраста [24]. Ярким подтверждением этого положения Д.В.Наливкина явился оригинальный труд А.М.Салыкова [32], к сожалению, до сих пор не получивший надлежащей оценки.

Не привлекла должного внимания и другая мысль Д.В.Наливкина: о большом диапазоне глубин формирования среднепалеозойских морских толщ Казахстана — от первых десятков и сотен метров до тысяч метров [21, с.350], хотя, казалось бы, общепринятое мнение о контрастности рельефа геосинклиналей должно было найти отражение и в палеогеографических построениях.

Территория Восточного Казахстана в административном отношении включает в себя Восточно-Казахстанскую и Семипалатинскую области, а в тектоническом плане принадлежит Зайсанской герцинской и Чингиз-Тарбагатайской каледонской складчатым системам.

Анализ палеогеографии складчатых областей исключительно сложен, а с ортодоксальных позиций "новейшей глобальной тектоники" практически невозможен или приводит, выражаясь словами В.В.Белоусова, к поистине фантастическим изощрениям и манипулированию с многочисленными и широкими океаническими бассейнами [3]. Однако сохранение стабильного на протяжении десятков миллионов лет режима осадконакопления для каждой из фациальных зон, на которые разделяется Восточный Казахстан в среднем палеозое [9], не подтверждает представлений о значительных горизонтальных перемещениях в это время. Вместе с тем, следует признать возможность надвиговых перемещений с амплитудой, не превышающей первые десятки километров.

При анализе палеогеографии Восточного Казахстана принята корреляция разрезов (рис.1), основанная на ряде опубликованных материалов [4, 5, 9, 12, 30, 33] и исследованиях автора. Различие типов разрезов палеозоя раз-

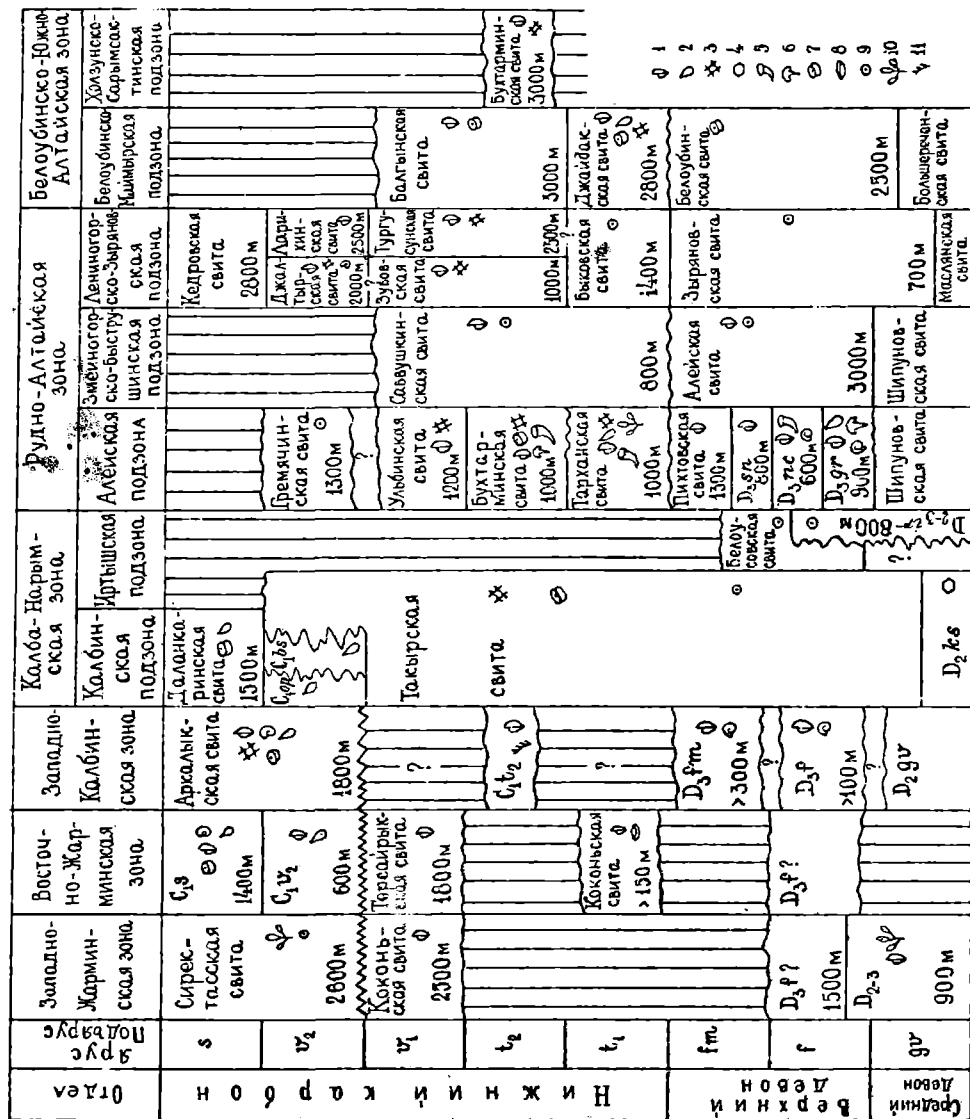


Рис.1. Схема стратиграфии Завернего девона - нижнего карбона Зайсанской складчатой системы

них частей региона давно позволило разработать ряд вариантов схем тектонического районирования территории [2, 9, 12, 28, 30], один из которых с незначительными изменениями и дополнениями взят здесь за основу (рис.2).

В позднем девоне - раннем карбоне большая часть Восточного Казахстана была занята Зайсанским геосинклинальным морем, на востоке ограниченным окраиной Сибирского континента с примкнувшей к ней каледонской сушей Саяно-Алтайской области, время от времени на отдельных участках которой возникали морские заливы.

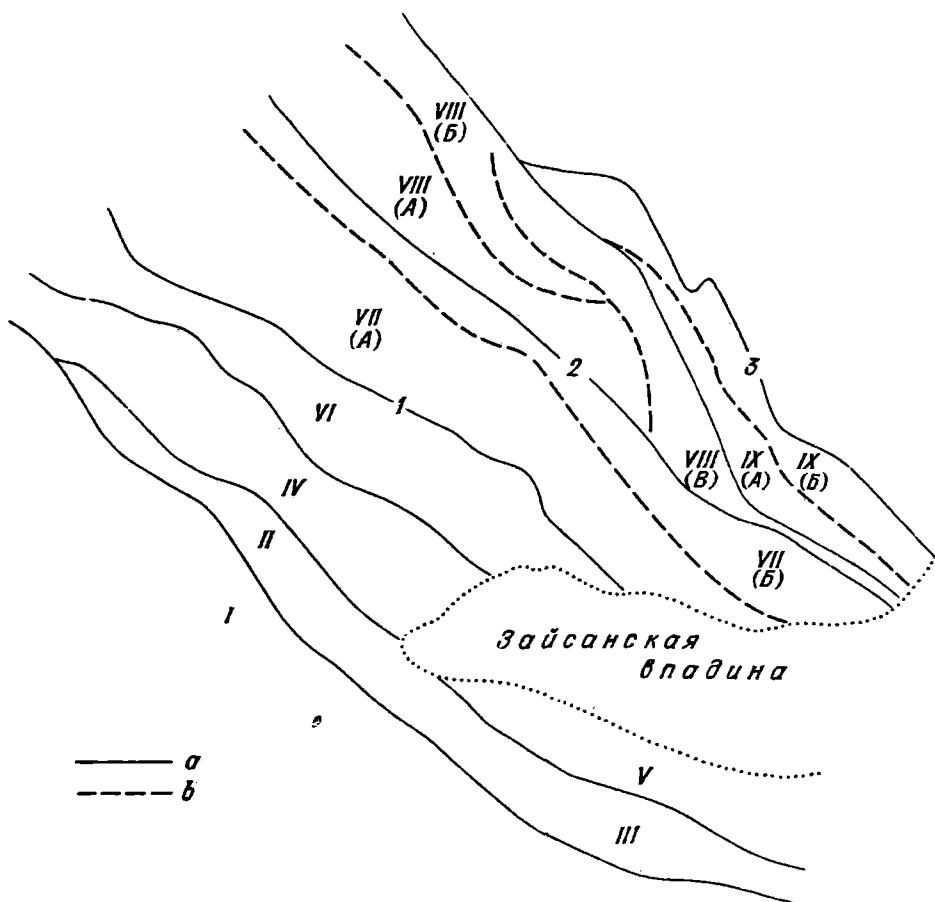


Рис.2. Схема фациального районирования

I-IX - фациальные зоны (I - Чингиз-Тарбагатайская; II - Западно-Жарминская; III - Южно-Саурская; IV - Восточно-Жарминская; V - Северо-Саурская; VI - Западно-Калбинская; VII - Калба-Нарымская с Калбинской (А) и Иртышской (Б) подзонами; VIII - Рудно-Алтайская с Алейской (А), Змеиногорско-Быструшинской (Б) и Лениногорско-Зырянской (В) подзонами; IX - Белоубинско-Южно-Алтайская с Белоубинско-Маймырской (А) и Холзуинско-Сарымсактинской (Б) подзонами; 1-3 - разломы (1 - Западно-Калбинский; 2 - Краевой Северо-Восточный; 3 - Локтевско-Караиртышский); а и б - соответственно границы фациальных зон и подзон

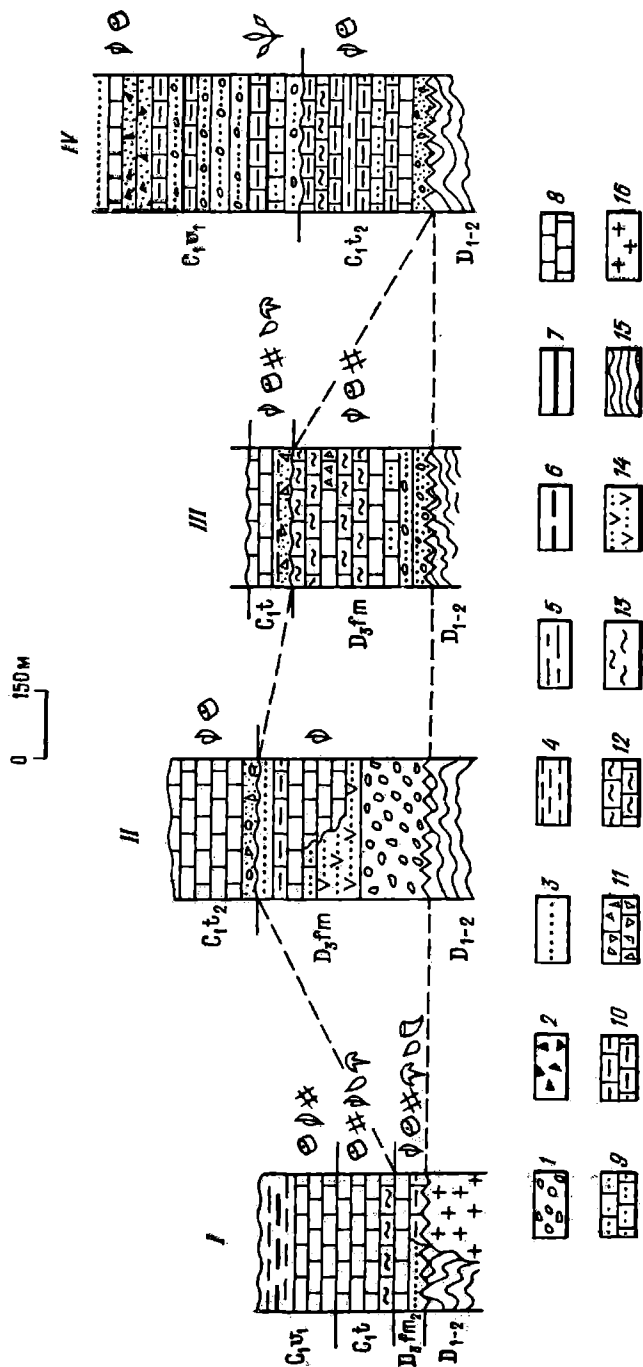


Рис.3. Сопоставление разрезов позднего девона - раннего карбона Чингиза

1 - район Ак-Шоки (А.Х.Кегайманов); II - район Ешкульмес (по П.И.Синяшину и М.А.Мухомовскому); III - горы Аркат (по Л.Н.Клениной [33, 34]); IV - родник Кара-Булак (по Л.Н.Клениной [33, 34]).

1 - конгломераты; 2 - гравелиты; 3 - песчаники; 4 - алевролиты; 5 - пелиты; 6 - углистые аргиллиты; 7 - прослой угля; 8 - известняки; 9 - песчаные известняки; 10 - известняк-алевролиты; 11 - известняк-кремнистые гравелиты; 12 - кремнистые известняки; 13 - кремнистые алевролиты; 14 - туфы и туфопесчанники среднего состава; 15 - подстилающие толщи; 16 - граниты. Остальные условные обозначения те же, что на рис.1

На западе Восточного Казахстана во франском веке располагался Чингизский остров, входивший в состав Казахстано-Тяньшаньского архипелага, принадлежащего центральной части выделяемого тектонистами эпикаледонского срединного массива. Начавшееся еще в живете разрушение островов архипелага способствовало накоплению по их периферии в континентальных, реже - морских условиях грубообломочных толщ шайтандинской свиты в Чингизе [10], джездинской и других свит [30] в более западных районах Казахстана. Преимущественно континентальная обстановка их формирования доказывается красноцветностью пород, косои слоистостью, иногда плохой сортировкой обломочного материала, находками остатков наземных растений.

К фамену Чингизский остров был, по-видимому, почти полностью сnivelирован и начал погружаться под уровень эпиконтинентального моря. Этот процесс проявился и в других частях Казахстано-Тяньшаньского архипелага. Обширные пространства Казахстана в фамене и турне были заняты мелководным теплым бассейном, установленным еще Д.З.Наливкиным [21]. Ему же принадлежит заслуга расчленения и первого палеонтологического обоснования возраста отложений этого бассейна [24], представленных преимущественно известняками. Часто это брахиоподовые и криноидные ракушки, содержащие остатки мшанок, пелещипод, трилобитов, ругоз. Судя по богатству органического мира, глубина бассейна не превышала первых десятков метров.

Слабый привнос обломочного материала наряду с малой скоростью прогибания дна бассейна привели к тому, что мощность осадков фамена - турне чаще не более 400-500 м.

Указанием на плоский выровненный рельеф суши служит малая мощность грубообломочных осадков; они обычно присутствуют лишь в основании разреза (рис.3, I, III, IV), по мощности не превышают первых метров или даже долей метра. Известны участки, в которых базальные слои фамена представлены песчанистыми или даже мергелистыми известняками (район пос.Атей, горы Сункар - рис.3, I). Очевидно, в подобных случаях следует говорить не о трансгрессии, а ингрессии фаменского моря.

Интересно, что в некоторых случаях разрез начинается с позднего фамена, иногда наблюдается перерыв в основании позднего турне и выпадает из разреза нижний турне или даже фамен. Очевидно, погружение отдельных частей плоского Чингизского острова под уровень эпиконтинентального моря происходило не одновременно, иногда нарушалось поднятиями, появлением мелких, сравнительно быстро исчезающих островков.

Иная обстановка устанавливается в Чингизе в раннем визе. Судя по изменению состава осадков и сокращению площадей осадконакопления, здесь вновь появляются обширные острова с плоскими заболоченными, время от времени затопляющимися берегами. В этих условиях формируется пестрый комплекс терригенно-карбонатных отложений с прослоями угля, углистых пород и железных руд ([10, 34], рис.3, IV).

Таким образом, для позднего девона - раннего карбона Чингиза могут быть выделены, по крайней мере, три типа фациальных обстановок: континентальная в условиях значительного расчленения рельефа (франский век), морское мелководье в условиях значительно выровненного рельефа источника

сноса (фаменский век - турнейский век) и сложная прибрежно-морская (ранний визе). Обстановка морского мелководья вполне сравнима с типичными для платформ условиями.

Гораздо более сложной представляется палеогеография восточной части региона, анализ которой предпочтительно начать с поздневизейского времени.

К позднему визе морской бассейн значительно сократился. Зайсанское геосинклинальное море располагалось в пределах Восточно-Жарминской, Западно-Калбинской и Калба-Нарымской зон. Небольшой морской залив существовал на северо-востоке, в Лениногорско-Зырянской подзоне.

Типичную область мелководья представляла собой Западно-Калбинская фациальная зона. Это доказывается пестрым составом осадков, наличием массивов рифовых известняков, находками разнообразной фауны (см. рис. I). Отличия этой области от мелководной обстановки осадконакопления в Чингизе значительны: они заключаются, во-первых, в гораздо большей мощности осадков (не менее 1000 м за несравненно более короткий отрезок времени); во-вторых, в немалой роли подводного вулканизма, особенно на западе Западно-Калбинской зоны. Возможно, рифовые массивы располагались на склонах этих вулканов.

По восточной границе Западно-Калбинской зоны, вдоль Западно-Калбинского разлома прослеживаются массивы известняков, фациально замещающихся известковисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, реже черными глинистыми сланцами и алевролитами. Мощность известняков - до 1000 м. Они охарактеризованы остатками разнообразной фауны брахиопод, мшанск, криноидей, пелеципод, ругоз и гониатитов.

В пределах смежной к востоку Калбинской фациальной подзоны возрастными аналогами верхневизейских известняков являются опановская и байсумская свиты.

Опановская свита распространена на западе и сложена в нижней части средне- и крупнозернистыми туфогенными песчаниками с единичными, не выдерживавшимися по простиранию, прослоями алевролитов и кремнистых алевролитов мощностью от 0,5 до 25 м. Часто алевролиты тонкослоистые с пропластками тонкозернистых песчаников. Верхняя часть свиты образована чередованием темно-серых алевролитов, алевропелитов и мелкозернистых, иногда косослоистых песчаников с единичными пропластками пелитоморфных известняков и известковистых алевролитов. Иногда чередование пород приобретает ритмичный характер; мощности ритмов - от 10-30 см до 2-3 м. Встречаются единичные флишевые иероглифы. Общая мощность свиты около 800 м.

Верхневизейский (с элементами серпуховского яруса) возраст опановской свиты доказывается находками многочисленных раковин пелеципод в ряде горизонтов. Совместно с двустворками встречаются фрагменты гониатитов и гастропод.

Западно-Калбинский разлом на современном эрозионном срезе в ряде участков выражен слабо. Поэтому синхронность накопления верхневизейских известняков и опановской свиты доказывается тем, что характерные для толщи известняков горизонты кремнистых сланцев, постепенно выклиниваясь, про-

слеживаются на расстояние до первых километров в поле распространения опановской свиты.

Байсумская свита распространена главным образом в центральной части Калбинской фациальной подзоны. Она сложена комплексом серых средне- и мелкозернистых полимиктовых песчаников, а также ритмичным переслаиванием песчаников, темно-серых алевролитов и алевропелитов. Для пород байсумской свиты характерны горизонты, обогащенные пиритом, и ярко выраженные флишевые иероглифы. Находки органических остатков единичны и представлены пеллециподами, распространенными в позднем визе или позднем визе - серпухове.

Одновозрастность опановской и байсумской свит доказывается тем, что встреченные в опановской свите горизонты известковистых и кремнистых алевролитов, пачки туфогенных песчаников при прослеживании свиты на северо-восток довольно быстро исчезают, сама толща разбавляется алевролитами и приобретает "байсумский" облик.

На востоке Калба-Нарымской фациальной зоны распространена существенно черно-сланцевая такырская свита, неоднократно описанная в литературе [12, 28]. Верхний возрастной предел такырской свиты обычно определяется на основании предполагаемого залегания на ней байсумской свиты.

Однако детальные геологические съемки и тематические исследования с использованием аэрофотоснимков систематически приводили к одному и тому же результату: отдельные горизонты байсумской свиты стали прослеживаться в поле распространения такырской свиты. Эти наблюдения заставили верхнюю часть такырской свиты к юго-западу от Калба-Нарымского гранитного массива включить в состав байсумской свиты, а характерный для такырской свиты темный цвет пород (в отличие от сероцветной байсумской свиты) объяснить их ороговикованием. В результате такырская свита осталась на картах лишь к северо-востоку от Калба-Нарымского плутона [8], хотя высказывались и крайние точки зрения об отсутствии такырской свиты и принадлежности относимых к ней отложений к верхнему визе (байсумской свите).

Наблюдения автора и О.В.Навозова в стратотипе такырской свиты на Южном Алтае, где она не рассечена интрузией, подтвердили картину, установленную и в других пунктах. Единственное возможное решение этого вопроса - в признании фациального замещения байсумской свитой верхней части такырской свиты и отнесении ее к верхнему визе.

Изложенный материал позволяет представить в следующем виде фациальное замещение верхневизейских отложений центральной части Зайсанской геосинклинали (рис. 4, а).

Нижний возрастной предел такырской свиты обычно определяется ее согласным залеганием на живетской кыстав-курчумской свите [12, 14]. Однако при этом упускается из виду, что фауна содержится в верхней части кыстав-курчумской свиты и представлена смешанным эйфельско-живетским комплексом табулят; В.Н.Дубатов, изучавший их, указывал на большую вероятность нижнеживетского возраста вмещающих слоев. Следовательно, вполне возможна принадлежность самой нижней части такырской свиты верхнему живету.

Такырская свита, видимо, формировалась от позднего живета и до позднего визе включительно, т.е. в течение 35-40 млн. лет.

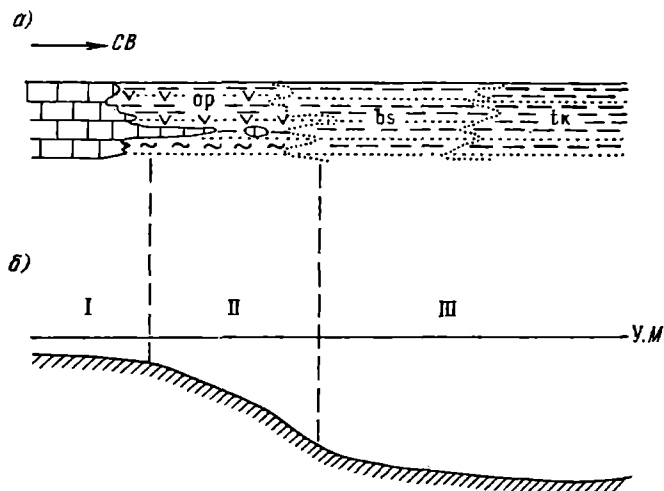


Рис.4. Осадконакопление в позднем этапе в центральной части Зайсанской геосинклинали: а - профиль, иллюстрирующий фациальный переход верхневизейские известняки - опановская (op) свита - байсумская (bs) свита - и верхняя часть такирской (tk) свиты; б - батиметрическая интерпретация этого профиля

I - мелководье; II - область умеренных глубин; III - глубоководная область; У.М. - уровень моря. Остальные условные обозначения те же, что на рис.3

Преимущественно тонкозернистый однородный состав пород свиты, черный цвет и почти полное отсутствие органических остатков уже давно позволили В.П.Нехоросеву [26] высказать мнение о глубоководных условиях ее образования. Впоследствии эта точка зрения была поддержана автором [17, с.76, 77]. В дополнение к ранее высказанным аргументам в пользу глубоководного генезиса свиты можно добавить следующее.

Органическое вещество присутствует в такирской свите в виде полос и прослоев черной аморфной массы. Обычный источник этого вещества - измельченные остатки растений и планктон.

Алевропелитовые породы, содержащие органическое вещество (так называемые черные сланцы), присутствуют в разных частях среднепалеозойского разреза Восточного Казахстана. Причин же относительного обогащения этим материалом такирской свиты, помимо предполагаемой восстановительной обстановки у дна бассейна, предотвратившей "сгорание" органики, две.

Во-первых, малая скорость накопления пород такирской свиты. Мощность этих пород оценивается в 2500 м; за время формирования такирской свиты в других фациальных зонах накопились многокилометровые толщи (см. рис.1).

Во-вторых, обогащение глубоководных осадков органическим веществом за счет его поступления из мелководья - по аналогии с процессом, происходящим в современных водоемах [15]. Оказалось, что в ряде случаев тонкое органическое вещество вымывается из осадков отмелей и, имея удельный вес, почти равный удельному весу морской воды, обладает большой плавуче-

стью; оно может переноситься очень слабыми течениями на большие расстояния, прежде чем осядет на морское дно вместе с самыми мелкими глинистыми частицами [15].

Представление о существовании глубоководной области в центральной части Зайсанского геосинклинального моря подтверждается и палеобиогеографическими данными.

Еще в 1948 г. В.П.Нехорошев [27] на основе изучения мшанок установил для раннего карбона две обособленные зоогеографические провинции: Сибирскую - на северо-востоке, включающую и Рудный Алтай, и Казахстанскую - к западу от Калбы. Естественным барьером, препятствовавшим смешению этих фаун, он считал глубоководную зону в осевой части Зайсанской геосинклинали. Эндемичность мшанок фауны - турне Казахстанской провинции была подтверждена недавно Т.Д.Троицкой [35]. Близкие выводы получены на основе изучения кораллов. На резкие отличия франских и нижнекаменноугольных комплексов брахиопод Рудного Алтая и Казахстана указывает в своих последних трудах Н.Л.Бубличенко [4, 5].

Таким образом, признание глубоководного барьера удовлетворительно объясняет различия в фауне франского века, позднепермского и раннепермского времени юго-западной и северо-восточной частей Зайсанской геосинклинали. В раннем турне и фауне обособлении морских фаун способствовало также и поднятие фациальных зон юго-западной части геосинклинали (см. рис.1).

Возрастной аналог верхней части такырской свиты - байсумская свита формировалась также в относительно глубоководных условиях. Флишеидный характер чередования пород байсумской свиты, присутствие в основании ритмов "катышей" алевропелитового состава, флишевых иероглифов и другие факты позволили автору [16] высказать мысль о существенной роли в формировании рассматриваемых отложений суспензионных потоков. Детальные наблюдения, проведенные в последние годы в Присемипалатинском Прииртышье, подтвердили такое представление. Здесь, как и в других районах, о восстановительной среде осадконакопления свидетельствует пиритизация пород и нередкое обогащение алевролитов и алевропелитов тонкораспыленным органическим веществом.

Пирит часто встречается в виде прослоек, что заставляет признать его сингенетическое происхождение. По-видимому, в данном случае можно воспользоваться объяснением Ф.Петтиджона, П.Потера и Р.Сивера о том, что пирит генетически связан с аморфной массой FeS - гидротроилитом (маккиавитом), который присутствует в современных осадках, формирующихся в восстановительных условиях, и в процессе диагенеза превращается в пирит [29, с.53].

Те же авторы указывают, что сидерит и карбонаты (иногда присутствующие в цементе песчаников байсумской свиты) образуются при высоком содержании органического вещества в растворенной или твердой форме, а такая обстановка характерна для застойных бассейнов. Ныне это органическое вещество представлено в алевролитах и алевропелитах байсумской свиты.

Восстановительная обстановка объясняет отсутствие фауны (в частности, бентоса) в отложениях байсумской свиты. Находки пелеципод не противостоят такому заключению, поскольку эта фауна, как правило, перетолжена

(представлена танатоценозом – массовыми скоплениями фрагментов раковин в тонких горизонтах мощностью в первые сантиметры).

Восстановительная среда может существовать в водных бассейнах длительно лишь на значительных глубинах, превышающих базис волнения, т.е. свыше 200 м.

Представлению об условиях осадконакопления байсумской свиты в застойном бассейне противоречат несомненные доказательства значительной динамики водной среды в виде флишевых иероглифов. Это противоречие находит простое объяснение (так же как и ритмичность рассматриваемых осадков) только при признании гипотезы суспензионных потоков, выдвинутой Ф.Киненом. Эта гипотеза, несмотря на скептическое поначалу к ней отношение, в настоящее время поддерживается большинством специалистов по флишу. Новейшие исследования по геологии морского и океанического дна подтверждают реальность турбидитного процесса.

Глубины формирования байсумской и тахырской свит близки или одинаковы; однако различия в составе и строении этих свит позволяют выделять отложения первой из них во флишоидную, второй – в аспидную формации [9]. Действительно, в тахырской свите значительно возрастает роль алевроитового и пелитового материала, нет четкой ритмичности, отсутствуют флишевые иероглифы, практически нет органических остатков.

Объяснение указанных различий – в самой динамике турбидитного процесса. Оказывается, при движении суспензионного потока «в направлении течения» слои становятся более тонкозернистыми, маломощными, ... в результате чего сравнительно мощные слои с градиционной слоистостью и крупными донными отпечатками превращаются в маломощные прослои алевроитов, у которых градиционная слоистость слабо выражена или вообще отсутствует, а донные отпечатки немногочисленны и невелики" [29, с.45Г].

Приведенная цитата позволяет сделать ряд выводов.

1. Тахырская свита формировалась в центральной части трога, наиболее удаленной от ее бортов. Сравнительно малая мощность слагающих ее осадков вполне закономерна.

2. Более песчанистые осадки байсумской свиты с характерными для них ритмичностью и флишевыми иероглифами накапливались в краевой части трога, ближе к источнику питания турбидитных потоков, который в данном случае находился на юго-западе Калбинской фациальной подзоны.

3. Аспидная и флишевая формации накапливаются одновременно в одном и том же глубоководном бассейне.

4. Если мощность турбидитного потока невелика или ширина трогового бассейна мала, аспидная формация может отсутствовать, но при этом должна возрастать мощность алевропелитовой части ритмов флишевой (флишоидной) формации.

5. Под отложениями байсумской свиты должны существовать близкие к ней по составу и строению отложения, представляющие собой возрастной аналог нижней и средней частей тахырской свиты.

Таким образом, в центральной части Зайсанского геосинклинального моря выделяются глубоководная область и мелководье.

Должна быть переходная область умеренных глубин бассейна. Возможно, ей соответствует зона распространения осадков опановской свиты, примыкающая к мелководью (рис. 4, б), с обильными для этой свиты находками остатков морской фауны.

Такая же смена глубин бассейна должна была существовать и к северо-востоку от трога. Действительно, положение области мелководья в позднем девоне, турне и раннем визе намечается комплексом вулканогенно-осадочных толщ Алейской подзоны, охарактеризованных богатой и разнообразной фауной бентоса, рефе - нектона (см. рис. 1). Область умеренных глубин, казалось бы, должна была располагаться на месте Иртышской подзоны, на что указывают находки близ подзоны типичных бентонных организмов в такирской свите: мшанок и морских лилий у пос. Серебрянка и мшанок на горе Ак-Тюбе, близ с. Предгорное. Важно присутствие среди мшанок представителей родов *Reteporina* и *Reteporida*, характерных уже для Сибирской биогеографической провинции. Однако в Иртышской подзоне известны лишь отложения позднего девона (белусовская свита), близкие по составу и условиям образования к такирской свите.

Фациальные обстановки, сравнимые с рассмотренными выше, существовали в позднем девоне на северо-востоке Зайсанского геосинклинального моря. В пределах Белоубинско-Маймырской и частично Лениногорско-Зырянской подзон накапливались осадки белоубинской и зырянской свит, по составу и условиям образования сопоставимые с породами такирской свиты. Они представлены преимущественно пелитами и алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками. Иногда породы известковисты. Тонкозернистые осадки часто обогащены органическим материалом. Для отложений указанных свит характерны тонкая слоистость и включения пирита. Органические остатки в них редки и представлены спорами и фрагментами морских лилий [9, 12].

По-видимому, рассматриваемый комплекс осадков, по аналогии с такирской свитой, формировался в центральной части трога. Однако присутствие в белоубинской свите осадочных брекчий (обломки песчаников среди аргиллитов) и брекчий взламывания, наряду с ритмичностью осадков, позволяет допускать большую, по сравнению с Калба-Нарымским трогом, мощность суспензионных потоков.

Толщи несколько иного состава накапливались западнее, в Змеиногорско-Быструшинской подзоне. Здесь они выделяются в алейскую свиту [9, 12]. Нижняя часть свиты сложена аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В верхней ее части возрастает роль вулканитов среднего и смешанного состава, появляются туффиты и туфогенные песчаники. Для свиты весьма типична ритмичность флишевого типа с иероглифами в основании ритмов. Характерно возрастание роли вулканогенного материала по направлению к западу, где располагалась область мелководья. Органические остатки в породах алейской свиты редки и представлены находками брахиопод и спор.

Судя по приведенным данным, алейская свита (по крайней мере, ее нижняя часть) по условиям ее образования сопоставима с опановской и байсумской свитами. Возможно, осадки этой свиты также образовались в области умеренных глубин и краевой части трога (рис. 5).

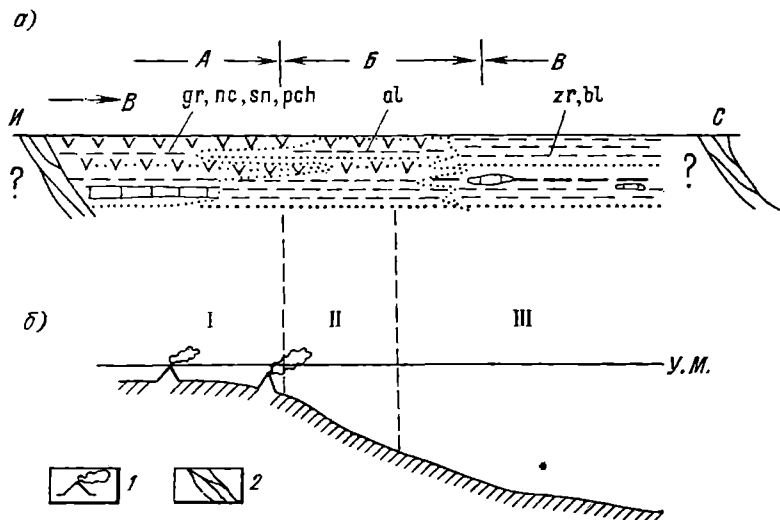


Рис.5. Осадконакопление в позднем девоне в северо-восточной части Зайсанской геосинклинали:

а- профиль, иллюстрирующий предполагаемое фациальное замещение верхнедевонских толщ: гериховская (*gr*), николаевская (*nc*), снегиревская (*sn*) и пихтовская (*pch*) свиты - алейская (*al*) свита - зырянская (*zr*) и белоубинская (*bl*) свиты

А-В - подзоны (А - Алейская; Б - Змеиногорско-Быструшинская; В - Лениногорско-Зырянская и Белоубинско-Маймырская); И и С - соответственно Иртышская и Северо-Восточная зоны смятия. Остальные условные обозначения те же, что на рис.3

б - батиметрическая интерпретация профиля

I - мелководье; II - область умеренных глубин; III - глубоководная область;

У.М. - уровень моря;

1 - вулканы; 2 - зоны смятия

К северо-востоку от Белоубинско-Маймырского трога нет решительно никаких данных, указывавших на существование здесь переходной области и мелководья. Близкая картина наблюдается и к северо-востоку от Калба-Нарымского трога. Сравнение рассмотренных частей Зайсанского геосинклинального моря (см. рис.4, 5) убеждает в асимметричности их строения, выражающемся в отсутствии области умеренных глубин на северо-восточном фланге обоих трогов. В геологическом прошлом такие области и соответствующие им осадки, вероятно, были. Объяснение же наблюдаемому явлению можно видеть в том, что осадки этих зон перекрыты надвигами, пространственно совпадавшими с Краевым Северо-Восточным разломом - на фланге Калба-Нарымского трога и Локтевско-Караиртышским - на фланге Белоубинско-Маймырского трога (см. рис.4, 5). Тектонические напряжения были направлены к юго-западу. На такой характер напряжений указывает столь характерная для Калба-Нарымской зоны изоклинальная складчатость с запрокидыванием осевых плоскостей складок к юго-западу. Именно надвиганием с северо-востока на юго-запад может быть объяснено формирование вдоль указанных разломов зон смятия - Иртышской и Северо-Восточной. Амплитуда перемещения аллохтона, видимо, не превышала первых десятков километров, если предполагать, что северо-восточные переходные зоны были приблизительно такой же ширины, что и на юго-западных флангах трогов.

Таким образом, в позднем девоне – раннем карбоне на территории Восточного Казахстана наряду с типичными мелководными обстановками осадконакопления существовали, вероятно, глубоководные области (троги) и области умеренных глубин, что вполне согласуется с представлением о контрастности рельефа геосинклиналей. К рассмотренным областям осадконакопления могли быть применены широко распространенные термины шельф, батталь, абиссаль. Автор воздержался от этого по следующим причинам. Во-первых, эти понятия имеют глубокий геолого-геофизический смысл; во-вторых, они основаны на современном профиле морей и океанов. Наиболее вероятно, что шельф, батталь и абиссаль в геологическом прошлом имели меньшие глубины [18].

Внимание стратиграфов, как правило, сосредоточено на изучении и детальном расчленении стратифицированных образований, в той или иной степени охарактеризованных органическими остатками и позволяющих решать вопросы хронологии, палеогеографии, палеобиогеографии, палеоэкологии и др. Гораздо менее благодарным объектом являются «немые» толщи складчатых районов, изучение которых нередко ограничивается стадией геологической съемки. А между тем именно они, как было показано выше, иногда являются свидетельством глубоководных фаций. Выделение же таких фаций, по общему признанию, задача сложная; ведь «баттальные отложения тесно связаны с шельфовыми, поэтому даже в современных морях их можно различить только по батиметрическому положению» [19, с.175]. Эта задача, очевидно, должна решаться при сочетании фациального и формационного анализа, путем фациологического анализа (по терминологии А.М.Садыкова [32]).

В настоящее время примеры твердо доказанных глубоководных фаций геологического прошлого единичны, хотя мнения о их былом значительном развитии высказывались неоднократно. «Не исключено, что геологи иногда неверно классифицируют или глубоких геосинклинальных котловин, принимая их за мелководные осадки из-за переслаивания с песками, принесенными мутьевыми потоками», – пишет старейший американский геолог и океанограф Ф.П.Шепард [36, с.416]. С ним перекликается высказывание известного советского исследователя ископаемых фаций Г.Ф.Крашенинникова: «Есть основания считать, что баттальные отложения широко распространены в геологических разрезах» [19, с.175]. И еще – по поводу абиссальных осадков: «... очень вероятно, что глубокие океанические желоба, располагающиеся в настоящее время вдоль края некоторых материков и островных дуг, являются современными аналогами некоторых впадин геосинклинальных бассейнов прошлого и осадки их сопоставимы с некоторыми из ископаемых геосинклинальных толщ» [19, с.184].

Признание глубоководного генезиса некоторых осадочных толщ, возможно, будет способствовать совершенствованию наших представлений о развитии геосинклиналей. В частности, предложенная гипотеза глубоководного происхождения части среднепалеозойских толщ Восточного Казахстана, показывая естественность фациального перехода флишовой формации в аспидную, объясняя отсутствие в ряде районов аспидной формации, ставит вопросы о

месте и времени заложения и отмирания глубоководных трогов в геосинклинали; о том, является ли асимметричность их строения частным случаем или это общее явление, вторична или первична эта асимметричность по своему происхождению и др.

Маловероятно существование глубоководных условий на ранней стадии развития геосинклинали. Однако принято считать аспидную и флишоидную формации принадлежащими разным стадиям геосинклинального цикла; при этом аспидная формация относится к базальному члену геосинклинального ряда формаций.

Но в рассмотренных районах Восточного Казахстана аспидная формация подстилается кварцево-кератофировой (Рудно-Алтайская и Белоубинско-Южно-Алтайская зоны) или карбонатно-песчано-сланцевой (Калба-Нарымская зона) формациями. В других же случаях представление об аспидной формации как базальной части геосинклинальных разрезов, возможно, является следствием нечеткого определения понятия "аспидная формация". Обычно ставится знак равенства между нижней терригенной, сланцево-граувакковой и аспидной формациями, относящимися к ранней стадии геосинклинального цикла. Два первых термина, как об этом говорит их название, указывают на значительную роль в их составе обломочного, песчаного материала и, очевидно, действительно являются мелководными образованиями, с которых начинается геосинклинальное прогибание. Аспидная формация (в узком смысле слова), в которой большая роль принадлежит теснообломочному материалу, может образовываться позже и в иных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 2. М-б 1:7500000. М., изд. ВАГТ, 1967, л. 6-17.
2. Атлас палеотектонических и структурно-формационной карт палеозоя Юго-Западного Алтая. М-б 1:1000000 / Гл. ред. М.В. Муратов. М., изд. НПО Аэрогеология, 1978, 17 л.
3. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978, 232 с.
4. Бубличенко Н.Л. Брахиподы среднего и верхнего девона Рудного Алтая. Алма-Ата, Наука, 1974, 173 с.
5. Бубличенко Н.Л. Брахиподы нижнего карбона Рудного Алтая (свиты бухтарминская, ульбинская, праволуктевская). Алма-Ата, Наука, 1976, 211 с.
6. Бубличенко Н.Л., Кожемяко М.Н. Фации и флишoidы Юго-Западного Алтая. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963, с. 3-14.
- Быкова М.С. Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, 192 с.
8. Геологическая карта СССР. М-(44), 45 (Усть-Каменогорск). Новая серия. М-б 1:1000000. Карта дочетвертичных образований / Под ред. Д.П. Аврова. М., изд. НПО Аэрогеология, 1978.
9. Геологические формации (осадочные и вулканогенные) Зайсанской складчатой системы. М., Недра, 1972, 232 с.
10. Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегаантиклинария. Алма-Ата, Наука, 1977, 158 с.

11. Геология СССР. Т.20. Восточный Казахстан. Ч.1. Геологическое описание / Под ред. Н.Г.Кассияна. М.-Л., Госгеоллиздат, 1941, 863 с.
12. Геология СССР. Т.41. Восточный Казахстан. Ч.1. Геологическое описание / Под ред., В.П.Нехорошева. М., Недра, 1967, 471 с.
13. Гречишаникова И.А. Стратиграфия и брахиоподы нижнего карбона Рудного Алтая. М., Наука, 1966, 184 с.
14. Григайтис Р.К. О возрасте и стратиграфическом расчленении отложений кыстав-курчумской свиты в Южном Алтае. - В кн.: Информ. сб. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1959, № 23, с.33-39.
15. Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. Перевод с англ. М., ИЛ, 1962, 363 с.
16. Кагарманов А.Х. Некоторые вопросы стратиграфии низов нижнекаменноугольных отложений Калба-Нарымской структурно-фациальной зоны. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 8, с.34-42.
17. Кагарманов А.Х. Об условиях формирования верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Калбы в Южного Алтая. - Изв. АН КазССР. Сер.геол., 1965, № 2, с.76-78.
18. Кагарманов А.Х. Вопросы определения глубин морей геологического прошлого и их эволюция. - Зап. ЛГИ, 1967, т.53, вып. 2, с.29-31.
19. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. М., Высшая школа, 1971, 367 с.
20. Литвинович Н.В. Казахстан. - В кн.: Основные черты стратиграфии карбона СССР. Л., Недра, 1975, с.190-208.
21. Наливкин Д.В. Палеогеография Средней Азии в палеозое. - В кн.: Тр.Ш Всесоюзного съезда геологов. Ташкент, изд. Среднеаз. отдел. Геол. Комитета, 1930, с.345-355.
22. Наливкин Д.В. Учение о фациях. Условия образования осадков. М.-Л., Гос. науч.-техн. горно-геол. изд-во, 1932, 208 с.
23. Наливкин Д.В. Учение о фациях. Условия образования осадков. 2-е изд. Л.-М., Гос. научно-техн. геол.-развед. изд-во, 1933, 283 с.
24. Наливкин Д.В. Брахиоподы верхнего и среднего девона и нижнего карбона Северо-Восточного Казахстана. Л.-М., ОНТИ НКТП СССР, 1937, 200 с.
25. Наливкин Д.В. Учение о фациях. Т.1-2. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1956, 534 с.
26. Нехорошев В.П. Новые данные по геологии Большого Алтая. - В кн.: Большой Алтай. Т.2. М., Изд-во АН СССР, 1936, с.7-36.
27. Нехорошев В.П. Фациальные особенности Алтая. - Материалы Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Общ. сер., 1948, сб.8, с.70-75.
28. Нехорошев В.П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958, 261 с.
29. Петтиджон Ф., Поттер Л., Сиверс Р. Пески и песчаники. М., Мир, 1976, 534 с.
30. Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия и палеозоя Восточного Казахстана, 1971 г. Л., Недра, 1976, 38 с.
31. Садыков А.М. Принципы построения единой стратиграфической шкалы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1968, № 5, с.12-26.
32. Садыков А.М. Идеи рациональной стратиграфии (на примере Центрального Казахстана). Алма-Ата, Наука, 1974, 183 с.
33. Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М., Наука, 1974, 208 с.

34. Стратиграфия нижнекаменноугольных и верхнепалеозойских сложенных Чингиза и Северо-Западного Тарбагатая. - В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана (тезисы докладов). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1971, с. 163-164. Авт.: М.С.Козлов, Л.Н.Кленина, П.И.Синишин, В.И.Титов.

35. Троицкая Т.Д. Основные черты развития мшанок на границе девона и карбона в Центральном Казахстане. - Палеонтологический журнал, 1975, № 3, с. 54-69.

36. Шепард Ф.П. Морская геология. Л., Недра, 1969, 461 с.