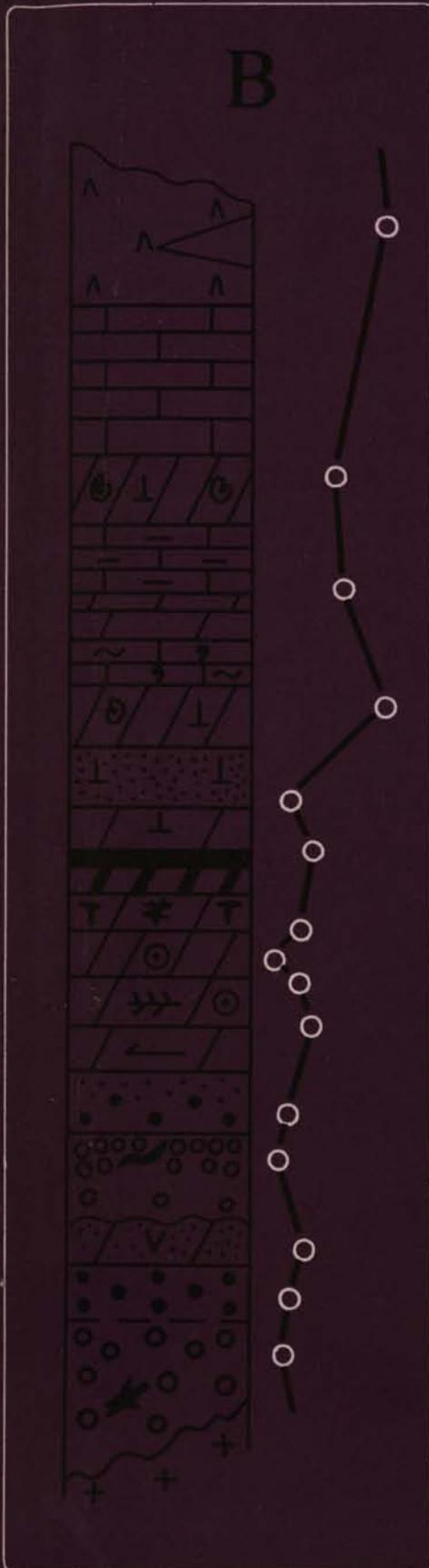


Ю.Я. ВАЛИЕВ

ГЕОХИМИЯ
БОРА
В ЮРСКИХ
ОТЛОЖЕНИЯХ
ГИССАРСКОГО
ХРЕБТА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю. Я. ВАЛИЕВ

ГЕОХИМИЯ БОРА
В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

Труды, вып. 298



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1977

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

Yu. Ya. Valiev

GEOCHEMISTRY OF BORON IN JURASSIC DEPOSITS OF THE GISSAR RANGE

Transactions, vol. 298

Геохимия бора в юрских отложениях Гиссарского хребта. Валиев Ю.Я. М., "Наука", 1977. (Труды ГИН, вып. 298).

Работа посвящена изучению особенностей распределения различных форм бора в полифациальных юрских отложениях южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Показано, что определяющим в распределении бора является фациальная фаза накопления осадков и характер материала, сносимого с областей сноса. Установлено, что в пределах одной области сноса наблюдается закономерное возрастание содержания различных форм бора от пресноводных отложений к морским. Рассмотрено содержание и поведение бора в аллювиальных, мелких и крупных озерных, озерно-болотных и разнофациальных морских отложениях.

Работа рассчитана на литологов, минералогов, геохимиков. Табл. 62. Илл. 26 + 5 фототаблиц. Библ. 201 назв.

Редакционная коллегия:

Академик *A.V. Peive* (главный редактор),
V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov, P.P. Timofeev

Ответственный редактор

P.P. Timofeev

Editorial Board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

P.P. Timofeev

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важных задач современной геологической науки является разработка новейших методов изучения осадочных пород с целью выяснения условий их генезиса, без чего не могут быть установлены закономерности размещения в них месторождений полезных ископаемых и целенаправленное проведение их поисков. Ввиду этого в последнее время проводятся интенсивные исследования геохимии ряда элементов в осадочном процессе для выяснения возможностей использования их для палеогеографических реконструкций. Особое внимание уделяется бору как индикатору палеосолености. Впервые исследованиями В.М.Гольдшмидта и К.К.Петерса (1938) было показано преимущественное накопление бора в морских отложениях по сравнению с их континентальными аналогами. В последнее время многие исследователи высказывали мнение, что количество бора в существенно глинистых породах или в их глинистой части может служить показателем физико-химической среды осадконакопления, так как концентрация бора в осадках прямо пропорциональна солености вод (Landergrén, 1945, 1958; Frederickson, Reynolds, 1960a; Кейт, Дегенс, 1961; Walker, 1962, 1963; Walker, Price, 1963; Гуляева, Лыгалова, 1965; Ивановская, 1965; Adams *et al.*, 1965; Лебедев, 1967; и др.). При этом некоторые авторы (Хардер, 1965; Cody, 1970) допускают зависимость количества бора в глинистых минералах (в иллите) не только от палеосолености, но и от питающих провинций, и от постседиментационных преобразований. Следует отметить, что при использовании данных о распределении бора в глинистых минералах для разделения пресноводных и морских отложений не учитывалось влияние этих факторов. Кроме того, некоторые исследователи (Spears, 1965; Акульшина, 1971) полагают, что основное количество бора в глинистых минералах закрепляется уже в процессе выветривания материнских пород, и его количество мало изменяется при их последующей транспортировке и осаднении из различных водных сред. Поэтому использование концентрации бора в глинистых минералах как показателя палеосолености практически невозможно. С другой стороны, все исследования по геохимии бора касались в целом двух крайних групп отложений — континентальных и морских; следовательно, имеющиеся сведения носят весьма усредненный характер. До сих пор открыт вопрос о распределении и формах нахождения бора в конкретных фациальных типах осадков континентальных и морских отложений. Остается дискуссионным и вопрос о возможности его использования в качестве показателя палеосолености. Все это говорит об актуальности многих аспектов геохимии бора в осадочном процессе.

На данном этапе назрела необходимость детального изучения геохимии бора в отложениях различного генезиса и выяснения возможности его использования для палеогеографических реконструкций. Настоящая работа посвящена гипергенной геохимии бора и решению следующих задач.

1. Восстановить фациальный облик исследуемых отложений на основе детального литолого-фациального анализа и изучения вещественного состава пород.
2. Изучить характер распределения и особенности поведения бора и его различных форм в корях выветривания и различных фациальных типах пород континентальных и морских отложений.

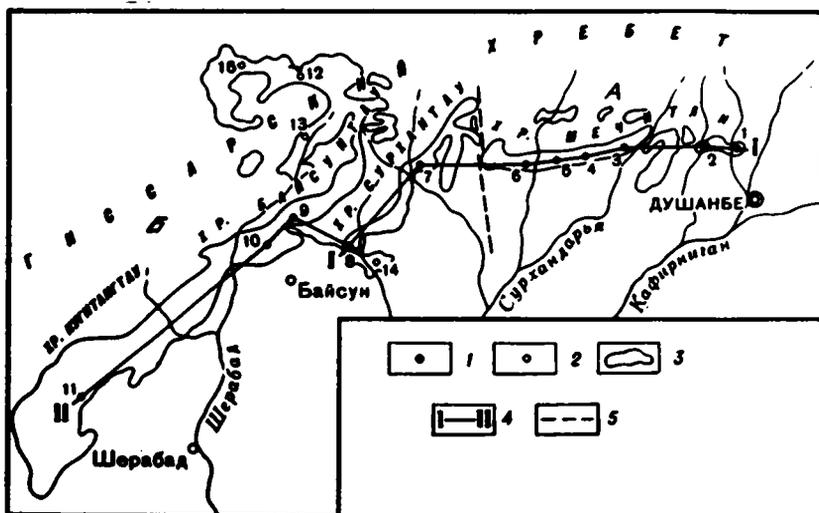


Рис. 1. Схематическая карта расположения опробованных разрезов юрских отложений и доюрских кор выветривания Гиссарского хребта

1 - опробованные опорные разрезы юрских отложений; 2 - разрезы кор выветривания; 3 - современные контуры выходов юрских отложений; 4 - линии профилей; 5 - граница раздела южного склона Гиссарского хребта (А) и его юго-западных отрогов (Б)

Цифрами на карте обозначены разрезы: 1 - Лучоб, 2 - Ханака, 3 - Ташкунан, 4 - Ширкент, 5 - Оби-Заранг, 6 - Шаргунь, 7 - Хандиза, 8 - Курганча, 9 - Санджар, 10 - Туода, 11 - Вандоб, 12 - Бахча, 13 - Чакчар, 14 - Хауз, 15 - Тутак-Ата

3. Выяснить влияние вещественного состава пород и C_{org} на распределение в них бора.

4. Рассмотреть влияние питающих провинций на концентрацию бора в осадках разного генезиса.

5. Исследовать индикаторные свойства различных форм бора в определенных генетических группах осадков.

6. Установить средние содержания бора в различных литологических типах пород исследуемого региона с учетом их генезиса.

Объектом для таких исследований послужили полифациальные юрские отложения южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта, изучение которых производилось по методике Геологического института АН СССР, разработанной Ю.А. Жемчужниковым с сотрудниками (1959-1960) и получившей дальнейшее развитие в трудах П.П. Тимофеева (1964, 1969, 1970 и др.) в виде детального литолого-фациального и формационного анализа осадочных образований.

В основу работы положен фактический материал, собранный автором в течение 1969-1972 гг. Опробовано и описано 15 разрезов юрских отложений и кор выветривания (рис. 1) общей мощностью около 7000 м. Изучено 450 шлифов и проведен количественно-минералогический подсчет породообразующих компонентов. Исследованы минералы тяжелой фракции и наличие бора в них. Для выяснения распределения бора в различных фациальных и генетических типах осадков проведено свыше 500 количественных спектральных валовых анализов бора. Для установления основного носителя и концентратора бора было проанализировано более 300 различных фракций пород ($>0,1$, $0,1-0,01$, $0,01-0,001$ и $<0,001$ мм). С помощью рентгенодифрактометрии, термического анализа и электронной микроскопии изучено свыше 120 глинистых фракций алевролитов и аргиллитов и пород коры выветривания. Для выявления распределения различных форм бора и их индикаторных свойств проведено около 100 анализов силикатного и растворимого бора.

При исследовании карбонатных пород применялся комплекс методов: окрашивание в шлифах, термический анализ и минералогическое изучение нерастворимого остатка. Во всех литологических типах пород проводилось определение S_{org} по общепринятой методике (135 анализов).

Аналитические исследования проводились в лаборатории геохимии и аналитической химии Института химии АН Таджикской ССР и в лабораториях Ордена Трудового Красного Знамени Геологического института АН СССР.

Работа выполнена под научным руководством проф. П.П.Тимофеева и кандидата геолого-минералогических наук Д.Н. Пачаджанова, которым автор приносит свою искреннюю благодарность за постоянное внимание и ценные советы. Автор выражает признательность И.П. Адамчуку, Л.И. Боголобовой, И.И. Бебешеву, Л.Е. Штеренбергу, В.С. Лучникову за консультации в процессе работы. Автор считает своим приятным долгом выразить благодарность Т.И. Буриченко за выполнение спектральных анализов бора, М.Ю. Юсупову и А.Н. Базаровой (Погребной) за оказанную поддержку во время экспедиционных работ.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Глава I

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

В задачу исследования не входило рассмотрение пород, подстилающих и перекрывающих юрские отложения. При формировании мезо-кайнозойских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта докембрийские, палеозойские осадочно-метаморфические и гранитоидные породы Палео-Гиссара являлись питающей провинцией, поэтому уместно остановиться на их краткой геологической характеристике. Изучением магматического и осадочно-метаморфического комплекса пород Гиссарского хребта занимались многие исследователи: А.Д. Архангельский (1917), Д.В. Наливкин (1926), А.П. Марковский (1931), П.П. Чуенко (1931, 1937), Н.А. Кудрявцев (1932), М.И. Брик (1935, 1936), И.Е. Губин (1934), В.А. Вахрамеев, А.В. Пейве, Н.П. Херасков (1936), С.И. Левицкий (1935), Н.П. Луппов (1938), П.А. Шехтман (1941), Е.А. Репман (1941, 1964), С.К. Овчинников (1946, 1959), Г.С. Чикризов (1953), Т.А. Сикстель (1954, 1955), Ю.В. Станкевич (1954, 1959), Е.Н. Горешкая, Н.К. Морозенко (1962), С.А. Захаров (1958, 1962), А.Т. Тарасенко (1959), Р.Б. Баратов (1966), В.И. Троицкий (1967), М.М. Кухтиков (1968) и др.

Описание подстилающих юрские отложения осадочно-метаморфических и изверженных пород приводится по литературным данным.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Докембрийские породы обнажаются в верховьях рек Ханака, Ширкент, Оби-Заранг, Сангардак, Чош, Шатруг. Представлены они плагиопарагнейсами, амфиболитами, слюдястыми сланцами, роговиками, мраморами, серицитовыми парагнейсами и хлорит-мусковитовыми сланцами. Суммарная мощность их около 1800 м (Головин, 1948).

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ И МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Палеозойские отложения южных и юго-западных отрогов начинаются силурийскими образованиями.

Силурийские отложения с резким угловым несогласием и размывом залегают на докембрийских породах. Они наиболее развиты в восточной части Гиссарского хребта и представлены мраморизованными известняками (Лудловский ярус верхнего силура). Мощность их составляет 1500-2000 м (Кухтиков, 1968).

Девонские отложения встречаются по всей территории южного склона Гиссарского хребта. В его восточной части они залегают согласно на силурийских

мраморах и по возрасту разделяются на нижний и средний девон (Муфтиев, 1964).

Нижний девон представлен мраморизованными доломитизированными известняками темного-серого цвета. Мощность их колеблется в пределах 400–600 м.

Средний девон сложен переслаивающимися криноидными известняками и кремнями, кверху переходящими в кремнистые и глинистые сланцы. Мощность их достигает 600 м.

В центральной части южного склона Гиссарского хребта девонские отложения залегают с угловым несогласием на силурийской толще и представляют собой темные-серые мраморизованные известняки мощностью 200 м. В крайней западной части отложения девона залегают с резким угловым несогласием на докембрийских метаморфических породах и представлены мраморизованными известняками мощностью 700–800 м (Овчинников, 1959).

Каменноугольные отложения на исследуемой территории распространены очень широко. В центральной части южного склона Гиссарского хребта в верховьях рек Варзоб, Лучоб, Ханака отложения карбона делятся на три толщи (Горещкая, Морозенко, 1962): андезитовую, вулканогенно-осадочную и флишевую.

Андезитовая толща сложена андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиридами, их туфами и туфобрекчиями. Суммарная мощность их достигает 500–600 м. Вулканогенно-осадочная толща представлена туфогенными песчаниками, алевролитами и глинистыми известняками. Их мощность 570–600 м. Флишевая толща сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и различными известняками. Суммарная мощность их достигает 1116 м.

В восточной части региона выше отложений среднего девона залегает сильно метаморфизованная свита сланцев, переходящих в серые мраморизованные известняки с прослоями кремнистых сланцев. Возраст данных образований датируется как верхний девон – нижний карбон (Кухтиков, 1968). В западной части южного склона Гиссарского хребта в верховьях рек Кштут, Сангардак, Карлоқ отложения карбона образуют широкие поля. Они залегают с угловым несогласием на подстилающих метаморфических породах.

Нижний карбон подразделяется на две свиты: зойскую и каратагскую. Зойская свита сложена конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами, мощность их колеблется от 114 до 372 м. Трансгрессивно на зойской свите залегает каратагская свита, представленная туфобрекчиями, известняками, конгломератами и глинистыми сланцами; мощность их колеблется от 319 до 650 м. Стратиграфически выше они перекрываются отложениями сагдорской свиты среднего карбона

Средний карбон представлен внизу детритусовыми известняками, вверх переходящими в песчаники, алевролиты, гравелиты и реже в конгломераты. Мощность их достигает 2150 м. Выше залегает алячаланская свита (Бенш, 1962), сложенная переслаивающимися алевролитами, песчано-глинистыми сланцами, песчаниками и известняками. По возрасту она относится к позднему карбону и ранней перми, ее полная мощность достигает 2000 м.

Пермские отложения широко развиты в центральной и западной частях южного склона Гиссарского хребта. В центральной части они с резким угловым несогласием залегают на различных горизонтах карбона. Пермские отложения объединяют две самостоятельные свиты – лучобскую и ханакинскую. Исследованиями Е.Н. Горещкой, Н.К. Морозенко (1962) в этих свитах выделяется по пять толщ.

Лучобская свита датируется как нижняя пермь и складывается (снизу вверх) базальной, фельзитовой, нижней дацитовой, липаритовой и дацитовой толщами. Суммарная мощность их достигает 1000 м. Ханакинская свита подразделяется (снизу вверх) на известняково-песчаниково-конгломератовую, вулканогенно-осадочную, аргиллито-песчаниковую, песчаниково-конгломератовую и конгломерато-песчаниковую толщи. Общая мощность их не превышает 1100 м. По возрасту она датируется как верхняя пермь – нижний триас. В западной части

Гиссарского хребта с резким угловым несогласием на алячпанской свите лежит толща основных эффузивов, их туфов и туффитов (кайракская свита; Головин, 1948). Ее возраст условно датируется как верхняя пермь, а мощность достигает 300 м.

Триасовые отложения в пределах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта распространены спорадически и представлены корой выветривания. Они развиты на различных палеозойских породах: гранитоидных, эффузивных и осадочно-метаморфических. Разрезы кор выветривания обычно являются неполными: их верхние горизонты размыты. Коры выветривания представляют зону измененных пород (дезинтеграции, каолинизации и ожелезнения). В отдельных случаях сохраняются и более верхние горизонты, сложенные бокситоносными породами. Мощность коры выветривания колеблется в широких пределах — от единиц до 30 м.

Интрузивные породы в южных и юго-западных отрогах Гиссарского хребта образуют Гиссарский батолит. На южном склоне Гиссарского хребта он представлен сложным многофазным плутоном, имеющим длину 200 км и ширину до 40 км. В его строении участвуют шесть комплексов интрузивных пород, по возрасту относящихся к интервалу от нижнего карбона до нижнего триаса (Баратов, 1966). В целом эти гранитоидные породы в пределах указанной территории занимают около 38% площади. Из них наиболее распространенным является верхнекарбонный комплекс.

К нижнекарбонному комплексу субвулканических интрузивов относятся интрузивные тела и дайки плагногранитов, плагногранит-порфиров, диабазовых порфиритов, кварцевых альбитофиров, микродиоритов, габбро, аподеридотитовых серпентинитов и других пород. На указанной территории они развиты незначительно.

Среднекарбонный комплекс субвулканических интрузивов представлен габбиссальными породами кислого состава: гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами. Эти породы развиты также незначительно.

Среднекарбонный интрузивный комплекс включает интрузивы гранодиоритов — кварцевых диоритов. Данный тип пород распространен очень широко.

Верхнекарбонный интрузивный комплекс представлен интрузивами порфировидных и аплитовидных гранитов, слагающих центральную и восточную части Гиссарского батолита. Наиболее развиты порфировидные граниты, среди которых выделяется несколько разновидностей: биотитовые, двуслюдяные, роговообманково-биотитовые граниты, красные граниты, аляскиты, гранодиориты и кварцевые диориты. Аплитовидные граниты представлены биотитовыми, двуслюдяными, роговообманково-биотитовыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и турмалиновыми гранитами.

К нижнепермскому комплексу субвулканических интрузивов относятся пластовые тела липарито-дацитового состава, а также малые интрузии и дайки кислого состава, генетически связанные с нижнепермским вулканогенным комплексом, в составе которого выделяются дацитовые и кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и граносиенит-порфиры.

Верхнепермский-нижнетриасовый комплекс малых интрузивов и даек распространен крайне незначительно. Сюда относятся интрузии монзонитов, габбро, трахиандезитов, трахибазальтов и разнообразные дайки диабазов, щелочных лампрофиров (мончикиты, вогезиты, камптониты и др.). В западной части южного склона Гиссарского хребта в составе Гиссарского батолита выделяются пять интрузивных массивов — Обинаврузский, Гуматакский, Бахчинский, Хурсантагский, Танхазыдарьинский.

Обинаврузский массив, обнажающийся в верховьях рек Тупаланг и Сангардак, представлен сложным четырехфазным плутоном. Первую фазу образуют разобщенные тела габбро. Вторая фаза сложена кварцевыми диоритами. Третья фаза является основной и представлена крупными массивами двуслюдяных, иногда порфировидных гранитов. В последнюю, четвертую фазу внедрились ап-

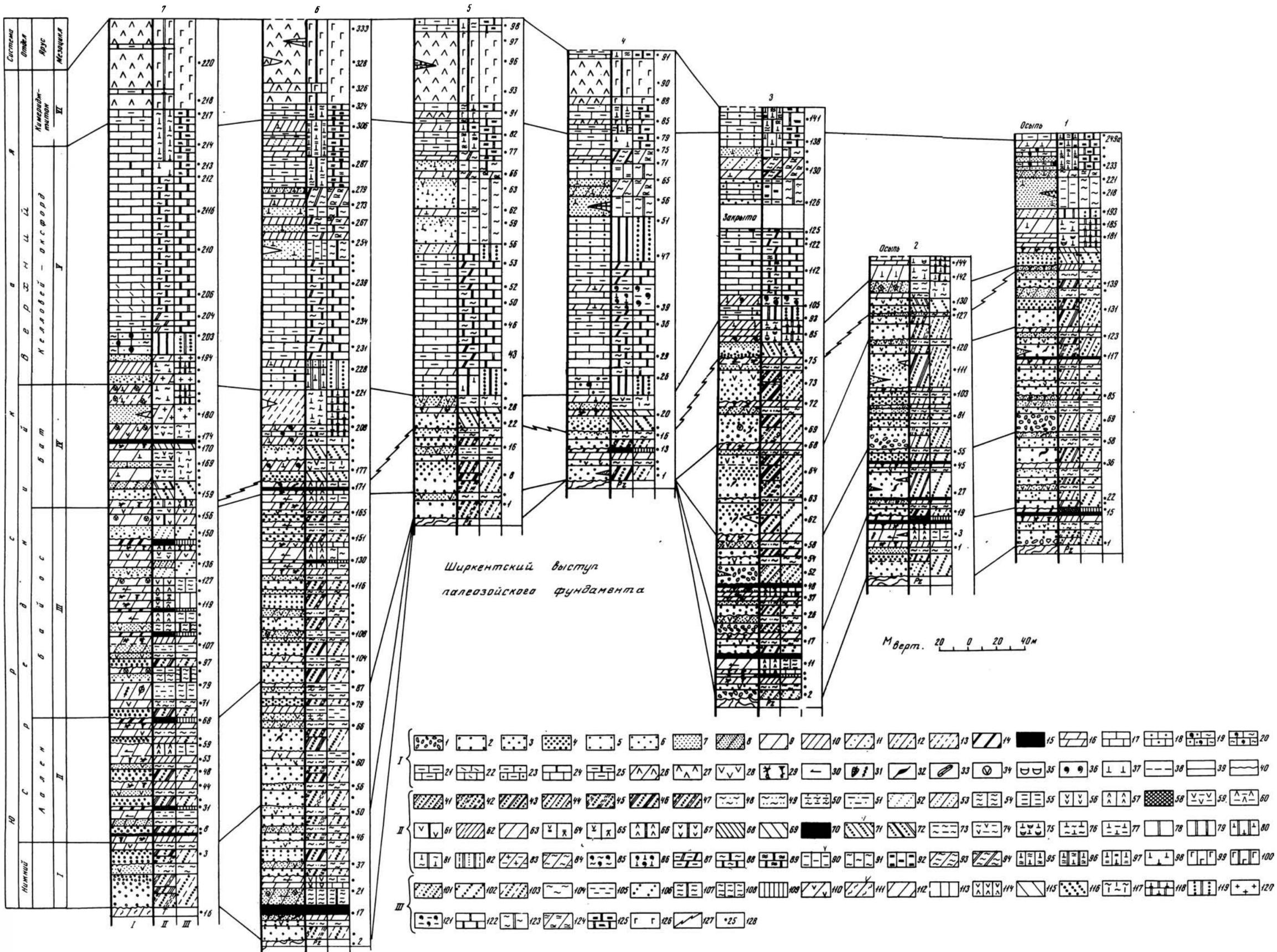


Рис. 2. Литолого-фациальный профиль по линии I-1

I - литологические типы пород: 1 - крупно-мелкогалечный конгломерат; 2 - крупнозернистый гравелит; 3 - среднезернистый гравелит; 4 - мелкозернистый гравелит; 5 - крупнозернистый песчаник; 6 - среднезернистый песчаник; 7 - мелкозернистый песчаник; 8 - крупнозернистый алевролит; 9 - мелкозернистый алевролит; 10 - аргиллит; 11 - крупное переслаивание песчаников с алевролитами; 12 - мелкое переслаивание крупнозернистых алевролитов с аргиллитами; 13 - тонкое переслаивание мелкозернистых алевролитов с аргиллитами; 14 - аргиллит углистый; 15 - уголь; 16 - мергель; 17 - микрозернистый известняк; 18 - оолитовый известняк; 19 - известняк смешанного генезиса; 20 - органогенно-детритовые и детритусовые известняки; 21 - глинистый известняк; 22 - комковатый известняк; 23 - песчано-глинистый известняк; 24 - доломитизированные известняки и известковые доломиты; 25 - слабоглинистый доломитизированный известняк; 26 - заглипсованные глины; 27 - гипс; 28 - растительный детрит; 29 - корешки растений (а) и комковатость (б); 30 - растительные остатки плохой сохранности; 31 - растительные остатки хорошей сохранности; 32 - лиазы витрена; 33 - лиазы известняков; 34 - конкреции сидерита; 35 - пресноводная фауна; 36 - морская фауна; 37 - карбонатность; 38 - постепенный контакт; 39 - четкий контакт; 40 - контакт резкий с размывом.

II - генетические типы осадков: 41 - АРГ-1 (крупно-среднегалечный конгломерат); 42 - АРГ-2 (мелкогалечный конгломерат); 43 - АРП-1 (крупнозернистый гравелит с примесью галек); 44 - АРП-2 (разнозернистые гравелиты); 45 - АРР-1 (крупно-среднезернистый гравелит); 46 - АРР-2 (средне-мелкозернистый гравелит); 47 - АРР-3 (крупнозернистый песчаник, мелкозернистый гравелит); 48 - АПП-1 (средне-мелкозернистый песчаник); 49 - АПП-2 (крупно-мелкозернистый алевролит, реже песчаник мелкозернистый); 50 - АПВ-1 (мелко-среднезернистый песчаник); 51 - АПВ-2 (крупно-мелкозернистый алевролит, реже аргиллит); 52 - ОВМ-1 (гравелит мелко- и среднезернистый, иногда песчаник крупнозернистый); 53 - ОВМ-2 (песчаник мелко- и среднезернистый); 54 - ОЗП-1 (песчаник мелкозернистый, реже среднезернистый); 55 - ОЗП-2 (алевролит крупно- и мелкозернистый); 56 - ОЗЗ-1 (алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый); 57 - ОЗЗ-2 (алевролиты и аргиллиты); 58 - ОЗУ-1 (аргиллит, иногда алевролит мелкозернистый, углистый); 59 - ОВП-1 (алевролит крупнозернистый,

крупнозернистый, аргиллит); 60 - ОВВ-1 (алевролиты мелкозернистые и аргиллиты); 61 - ОПА-1 (алевролиты крупно- и мелкозернистые, реже аргиллиты); 62 - ОПА-2 (алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый); 63 - ОПО-1 (алевролит мелкозернистый, аргиллит); 64 - ОПО-2 (алевролит крупнозернистый, реже песчаник мелкозернистый); 65 - ОПО-3 (алевролит крупнозернистый, реже песчаник мелкозернистый); 66 - ОПВ-1 (алевролит мелкозернистый, реже аргиллит); 67 - ОПВ-2 (алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый); 68 - ОПП-1 (алевролит мелко- и крупнозернистый); 69 - ОПП-2 (алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый); 70 - уголь; 71 - ММД-1 (гравелит средне- и мелкозернистый); 72 - ММД-2 (песчаник разнозернистый, реже алевролит крупнозернистый); 73 - МПП-1 (песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый); 74 - МПП-2 (алевролиты, аргиллиты); 75 - МПК-1 (глинистый известняк, реже мергель); 76 - МПК-2 (алевролиты, аргиллиты); 77 - МПК-3 (слабоглинистый известняк); 78 - МММ-1 (крупное переслаивание песчаников с алевролитами); 79 - МММ-2 (песчано-алевролитовые известняки); 80 - МММ-3 (оолитовый известняк); 81 - МММ-4 (органогенно-детритовые и детритусовые известняки); 82 - МММ-5, МММ-6 (мелкое и тонкое переслаивание алевролитов с аргиллитами); 83 - ММГ-1 (песчаник средне- и мелкозернистый); 84 - ММГ-2 (песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый); 85 - МУТ-1 (алевролит мелкозернистый, аргиллит); 86 - МУТ-2 (слабоглинистые мелкозернистые известняки); 87 - МУК-1 (слабоглинистые, мелкозернистые известняки); 88 - МУК-2 (микрозернистые известняки); 89 - МУК-3 (микрозернистый доломитизированный известняк, реже известковый доломит); 90 - МАО-1 (гравелит мелкозернистый, песчаник крупнозернистый, известковистые); 91 - МАО-2 (песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, известковистые); 92 - МАО-3 (песчано-алевролитовый известняк); 93 - МАЗ-1 (алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый); 94 - МАЗ-2 (алевролит мелкозернистый, аргиллиты, известковистые); 95 - МСК-1 (песчано-глинистый известняк); 96 - МСК-2 (слабоглинистый известняк); 97 - МСК-3 (алевролиты, аргиллиты, карбонатизированные); 98 - МСК-4 (доломитизированный известняк, реже известковый доломит); 99 - МСГ-1 (заглипсованные глины); 100 - МСГ-2 (глины, ангидриты).

III - фаши: 101 - АРГ (галечные осадки русла горных рек); 102 - АРП (галечно-гравийные осадки горно-равнинных рек); 103 - АРР (песчано-гравийные осадки русла равнинных рек); 104 - АПП

(вод); 105 - АПВ (глинисто-алевролитовые осадки застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов пойм); 106 - ОВМ (гравийно-песчаные осадки открытого мелководья озерных водоемов); 107 - ОЗП (алевролит-песчаные осадки проточных участков зарастающих мелких озерных водоемов); 108 - ОЗЗ (алевролит-глинистые осадки застойных участков зарастающих мелких озерных водоемов); 109 - ОЗУ (углистые, алевролит-глинистые осадки слабо заболоченных озер, торфяных болот и сапропелевых озер); 110 - ОВП (алевролит-глинистые осадки полуизолированных прибрежных частей крупных озерных водоемов); 111 - ОВЦ (алевролит-глинистые осадки центральных частей крупных озерных водоемов); 112 - ОПА (глинисто-алевролитовые осадки заболоченных аллювиально-дельтовых равнин и речных долин); 113 - ОПО (песчано-алевролитовые осадки заболоченных мелких озер речных долин и аллювиально-дельтовых равнин); 114 - ОПВ (глинисто-алевролитовые осадки заболоченных крупных озерных водоемов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин); 115 - ОПП (глинисто-алевролитовые осадки заболоченных прибрежно-морских равнин); 116 - ММД (песчано-гравийные осадки сильно подвижного приустьевое мелководья морского бассейна); 117 - МПП (песчано-глинистые осадки полуизолированного прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун); 118 - МПК (глинисто-карбонатные осадки прибрежного мелководья, в том числе центральных частей заливов и лагун); 119 - МММ (карбонатно-песчано-глинистые осадки мало подвижного мелководья морского бассейна); 120 - ММП (алевролит-песчаные осадки подвижного мелководья морского бассейна); 121 - МУТ (глинисто-карбонатные осадки сравнительно удаленных от побережья участков морского бассейна); 122 - МУК (карбонатные осадки наиболее удаленных от побережья частей морского бассейна); 123 - МАО (алевролит-песчаные и карбонатные осадки открытого прибрежного мелководья морского бассейна с признаками аридизации климата); 124 - МАЗ (алевролит-глинистые осадки прибрежного застойного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун с признаками аридизации климата); 125 - МСК (глинисто-карбонатные осадки прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун с аридным климатом при повышенной солености вод); 126 - МСГ (глинисто-глинистые, гипсовые осадки заливов и лагун с аридным климатом при повышенной солености вод); 127 - линия морской трансгрессии; 128 - номера образцов. Цифры над колонками - номера разрезов (см. рис. 1).

литовидные граниты, образовавшие штокообразные и дайковые тела (Холопов, 1962).

Гуматакский, Бахчинский, Хурсантагский массивы обнажаются в верховьях рек Хандиза, Чош, Карлюк. Гуматакский массив, по данным И.М. Исамухамедова и др. (1962), является сложным трехфазным плутоном, сложенным средне-мелкозернистыми гранодиоритами, порфиоровидными и аплитовидными аляскиотовыми гранитами. По возрасту они относятся к девону (Тарасенко, 1959). Бахчинский массив сложен аплитовидными биотитовыми гранитами и гранодиоритами. По возрасту его становление считается докембрийским (Тарасенко, 1959). Хурсантагский массив сложен в основном биотитовыми гранитами; иногда они слабопорфиоровидные, в периферических зонах переходят в гранодиориты за счет контаминации, ассимиляции вмещающих пород. Возраст Хурсантагского массива считается раннепермским (Кухтиков, 1968).

Крайнюю западную часть Гиссарского батолита составляет Танхазыдарьинский массив. Он является трехфазным плутоном. Первую фазу составляют кварцевые диориты и плагиограниты, которые образуют огромные интрузивные тела с гнейсовидной текстурой. Вторая фаза представлена большими массивами биотитовых и лейкократовых гранитов. Третью, завершающую фазу формируют двуслюдяные аплитовидные граниты, которые образуют небольшие штокообразные тела и дайки. Возраст его становления датируется средним карбоном (Кухтиков, 1968).

Юрские отложения за последние 30 лет изучались очень интенсивно. Это было необходимо для выяснения геологического строения, стратиграфии, вещественного состава пород, фашиально палеогеографических условий их формирования и поисков в них ряда полезных ископаемых (Решман, 1941, 1964; Сикстель, 1954; Кузичкина, 1961; Сотириади, Троицкий, 1962; Станкевич, 1954, 1959; Троицкий, 1967; Полянский, 1961, 1962; Арифджанов, 1962, 1967; Арифджанов, Камалов, 1963; Арифджанов, Хатамбеков, 1966; Арифджанов и др., 1970; Лучников, 1968; Бебешев, 1971а; Тимофеев, Валиев, Пачаджанов, Буриченко, 1974).

Цель наших исследований заключалась в изучении геохимии бора на детальной литолого-фашиальной основе юрских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Существует ряд схем стратиграфического расчленения юрских отложений (Губин, 1937; Вахрамеев и др., 1936; Левницкий, 1935; Кузичкина и др., 1963; Объяснительная записка..., 1970).

За основу стратиграфического расчленения исследуемых отложений нами принята схема, предложенная в "Объяснительной записке к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии". По данным этой схемы (табл. 1), юрская осадочная толща разделяется на отложения нижней, средней и верхней юры. Ниже дается их подробная характеристика по данным автора.

Отложения нижней юры значительно развиты на исследуемой территории. Они залегают с эрозийным размывом на различных горизонтах палеозойских пород и лишь местами — на гриасовых бокситоносных отложениях. В Ширкентском и Сурхантауском палеоподнятиях осадки нижней юры отсутствуют (рис. 2, 3). Нижнеюрские отложения представлены аллювиальными, озерными и озерно-болотными образованиями, а на юго-западе региона в разрезе Вандоб — образованиями крупных пресноводных и солонатоводных озерных водоемов (приморских озер). Аллювиальные осадки включают гравелиты, песчаники, реже — алевролиты. Осадки мелких проточных, зарастающих озер и болот, а также крупных озерных водоемов сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и прослоями угля.

Мощность отложений нижней юры колеблется в широких пределах. В разрезе структуры Мечитли она составляет 30–35 м, а в структурах Байсунгау и Кугитангау — до 100–130 м (см. рис. 3).

Отложения средней юры представлены осадками аалена, байоса, бата и имеют широкое распространение.

Таблица 1

Схема стратиграфического расчленения юрских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Объяснительная записка..., 1970)

Система	Ю р с м а я		Юго-западные отроги Гиссарского хребта		Южный склон Гиссарского хребта			
	Отдел	Ярус	Подъярус					
Ю р с м а я	Верхняя	Волжский Тинтонский	Верхний	Карабильская свита: красные глины, алевролиты, песчаники, до 200 м		Ширкентская свита: конгломераты		
			Средний	Гаурдакская свита	Ангидриты с прослоями известняков и красноцветных песчаников и глин, 20-40 м		Карабильская свита: красные глины и алевролиты, до 60 м	
			Нижний		Соль, ангидриты (гипсы) с прослоями известняков и доломитов, до 1000 м		Гаурдакская свита: ангидриты (гипсы) с прослоями известняков и доломитов, до 65 м	
		Оксфордский	Верхний	Кугитангская свита: известняки, доломиты, в отдельных случаях рифогенные, до 650 м		Аналоги кугитангской свиты: известняки, доломиты		
			Нижний			Истрошветные: мергели, глины, алевролиты, песчаники		
		Келловейский	Верхний	Байсунская свита: мергели, известняки, аргиллиты, 20-40 м		Известняки, доломиты, до 140 м.		
			Средний			Мергели, алевролиты, известняки. Внизу аргиллиты, 15-30 м		
		Средняя	Батский	Верхний	Тангидувальская и пегимадамские свиты: алевролиты, аргиллиты, иногда песчаники известковистые и прослой известняков, от 50 до 150 м		На востоке пестрые брекчи, 0-10 м	
				Средний				
				Нижний				
	Байосский		Верхний					
		Нижний						
	Нижняя	Ааленский		Гурудская свита: гравелиты, песчаники, алевролиты и угли, 200-230 м		Гурудская свита: ритмично переслаивающиеся гравелиты, песчаники, алевролиты с прослоями угля, в нижней части линзами углей, до 350 м		
		Тоарский	Верхний					
			Средний					
Нижний								
Плинебахский		Домерский	Санджарская свита: брекчи, красноцветные аргиллиты, алевролиты и бокситы, 0-20 м		Санджарская свита: брекчи, бокситы и аргиллиты, 0-20 м			
		Карыкский			Ташкутанская свита: угли, 0-12 м			
Снеморский		Верхний						
	Нижний							
Геттангский								
Подстилающие отложения			Палеозой					

Осадки аалена повсеместно залегают с эрозийным размывом на нижнеюрских породах. Они отсутствуют в Ширкентском и Сурхантауском палеоподнятиях (разрезы Ширкент, Оби-Заранг и Курганча). В восточных разрезах региона (структура Мечитли) они сложены грубозернистыми аллювиальными отложениями: конгломератами, гравелитами и песчаниками. В разрезах Ханака, Ташкуган (см. рис. 2) наряду с аллювиальными отложениями развиты озерные, озерно-болотные, представленные алевролитами, углистыми аргиллитами и углями. В разрезах юго-западной части региона осадки аалена сложены песчано-глинистыми и углистыми образованиями прибрежно-морского, крупноозерного, озерно-болотного и частично аллювиального происхождения. Мощность отложений аалена увеличивается с востока на юго-запад от 30-50 до 100-150 м (см. рис. 2, 3).

Отложения байоса повсеместно залегают с эрозийным размывом на отложениях аалена. В Ширкентском палеоподнятии осадки байоса отсутствуют (см. рис. 2, разрез Ширкент).

В разрезах восточной части региона (структура Мечитли) байос представлен преимущественно аллювиальными образованиями. Нижняя часть байоса почти повсеместно сложена конгломератами (разрезы Лучоб, Ханака, Оби-Заранг), переходящими вверх по разрезу в чередующиеся пачки гравелитов, песчаников и реже - алевролитов.

В юго-западной части региона отложения байоса значительно распространены. В разрезах Хандиза и Курганча (структура Сурхантау) они сложены исключительно озерными, озерно-болотными и болотными образованиями - песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и углями. В разрезах Санджар и Туода (структура Байсунтау) отложения байоса представлены чередующимися в разрезе прибрежно-морскими и континентальными озерно-болотными образованиями - песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и прослоями угля, а также линзами известняков. В разрезе Вандоб (структура Кугитангтау) байос представлен чередующимися в разрезе песчаниками, алевролитами, аргиллитами и реже - известняками прибрежно-морского и лагунного генезиса (см. рис.3). Мощность отложений байоса колеблется от 30-70 м на востоке региона до 110-160 м на юго-западе.

Отложения бата отмечены во всех разрезах. В восточной и центральной частях региона (структуры Мечитли, Сурхантау) они залегают с эрозийным размывом на образованиях байоса, за исключением разреза Ширкент, где они с размывом перекрывают палеозойские отложения (см. рис.2). В юго-западной части региона отложения бата без размыва согласно перекрывают осадки байоса. В восточных разрезах (структура Мечитли) бат представлен аллювиальными образованиями, вверх переходящими в прибрежно-морские и лагунные. В строении батских отложений участвуют гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, реже - мергели. Исключение составляет разрез Шаргунь, где осадки бата сложены чередующимися в разрезе прибрежно-морскими и лагунными образованиями, в составе которых установлены песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели и известняки. В юго-западных разрезах региона отложения бата образованы гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками прибрежно-морского и заливно-лагунного генезиса. В разрезах Хандиза и Курганча (структура Сурхантау) отмечаются, кроме того, углистые аргиллиты и прослой угля, сформировавшиеся в континентальных условиях на прибрежно-морской равнине (см. рис. 3). Мощность отложений бата колеблется от 40 до 80 м в восточной части региона до 100-120 м на юго-западе.

Отложения верхней юры значительно развиты по всей исследуемой территории и представлены морскими отложениями келловей-оксфордского яруса, сформировавшимися в условиях поstepенной аридизации климата, а также лагунными аридными образованиями кимеридж-титона.

Келловей-оксфордские отложения наиболее широко развиты на юго-западе региона, где они слагаются мощными пластами однообразных микрозернистых темно-серых известняков, образующих в рельефе отвесную стену высотой 250-500 м. Впервые они были выделены С.Н. Михайловским (1914) как свита тем-

ных известняков с морской фауной. Позднее она получила название известняковой (Вахрамеев и др., 1936). В последнее время эта свита была переименована в кугитангскую (Объяснительная записка..., 1970). Нижняя ее граница на юго-западе региона выделяется достаточно четко и проводится по подошве оолитовых известняков. В нижних горизонтах свиты были найдены многочисленные аммониты, мшанки пелециподы, кораллы келловейского возраста. В восточных разрезах (структура Мечитли) положение нижней границы еще недостаточно ясно, поэтому она рассматривается там как литологическая, имеющая скользящий возраст.

Повсеместно отложения келловей-оксфорда залегают согласно на осадках багского яруса. Исключение составляет разрез Лучоб, где отложения келловей залегают с размывом на подстилающих образованиях. В юго-западных разрезах (Санджар, Туода и Вандоб) отложения келловей-оксфорда являются неполными - отсутствуют их верхние горизонты в результате современного эрозионного среза. В районе Хандиза кугитангская свита имеет полный разрез. Она сложена массивными голстоплитчатыми темно-серыми известняками. В разрезах Хандиза и Вандоб в нижних горизонтах свиты отмечается пачка переслаивания карбонатизированных песчаников и алевролитов с известняками. Мощность отложений колеблется от 220 до 450 м.

По направлению на восток и северо-восток мощность кугитангской свиты постепенно уменьшается, и она фациально замещается переслаивающимися карбонатно-терригенными образованиями. В разрезах Шаргунь, Оби-Заранг, Ширкент, Ташкутан (структура Мечитли) отложения келловей-оксфорда разделяются на две толщи. Нижняя слагается различными известняками с небольшими линзами и прослоями мергелей, а верхняя - переслаивающимися песчаниками, алевролитами и песчано-глинистыми известняками. В разрезе Лучоб нижняя толща представлена исключительно слабокарбонатизированными терригенными образованиями, сложенными переслаивающимися красновато-бурыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, с линзами мергелей и песчаных известняков. Верхняя толща в нижней части сложена карбонатизированными песчаниками; вверх по разрезу они сменяются переслаивающимися песчаниками, алевролитами и известняками с пестрой окраской. Мощность отложений в структуре Мечитли колеблется от 100 до 200 м (см. рис. 2).

Кимеридж-титонские отложения впервые были выделены С.Н. Михайловским (1914) как "свита белых и розовых гипсов"; позднее эта свита получила название коштаузской (Вахрамеев и др., 1936). Несколькo раньше В.П. Мирошниченко (1933) ввел ее в литературу под именем "гаурдакской свиты". Это название сохранилось до настоящего времени. По стратиграфическому объему она соответствует эвапоритовой формации (Троицкий, 1967).

В исследуемом регионе отложения кимеридж-титона значительно развиты в его восточной части (структура Мечитли) и в разрезе Хандиза (структура Сурхантау). В остальных разрезах отложения кимеридж-титона отсутствуют; по-видимому, они уничтожены современной эрозией. Нижняя граница проводится условно по подошве глинистых и доломитизированных известняков, выше которых залегают мощные пласты сахаровидного гипса (ангидритов) с прослоями и линзами доломитизированных известняков. Иногда в нижней части гипсов отмечаются прослой розовато-бурых и зеленовато-серых загипсованных глин (разрезы Шаргунь, Оби-Заранг, Ширкент). Мощность отложений кимеридж-титона колеблется от 30-50 до 100 м.

Юрские отложения перекрываются меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными образованиями. Их суммарная мощность в пределах исследуемой территории составляет от 2000 до 6000 м.

МАКРОФАЦИИ, ФАЦИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Юрские отложения исследуемого региона изучались методом детального литолого-фациального анализа, разработанного в Геологическом институте АН СССР Ю.А. Жемчужниковым с сотрудниками (1959-1960) и в дальнейшем получившего развитие в трудах П.П. Тимофеева (1964, 1968, 1969, 1970 и др.) в виде литолого-фациального и формационного анализа. Эта методика позволяет с большой достоверностью устанавливать генезис отдельных слоев, паечек и в целом реконструировать условия формирования осадочной толщи. Основной метод является выделение генетических типов осадков и фаций как по комплексу первичных генетических признаков, характеризующих породы, так и по взаимоотношению их между собой.

Основными генетическими признаками, относящимися непосредственно к самим осадкам, являются макро- и микроструктура (гранулометрический состав, характер сортировки, окатанность зерен и т.д.), текстура (тип слоистости, величина серий, угол наклона и т.д.), органические остатки и минеральные включения. Особое внимание уделяется характеру взаимоотношений между отдельными генетическими типами осадков. Это прежде всего характер контактов, положение генетических типов в разрезе, их распространение на площади бассейна седиментации и т.д. В дальнейшем по сочетанию фаций и их распространению в крупных ландшафтных зонах устанавливаются генетические группы отложений. В понимании таких терминов, как "генетический тип", "фация", "макрофация" и других, автор придерживается формулировок, данных П.П. Тимофеевым (1968, стр. 14): "Под генетическим типом осадков понимается один или несколько литологических типов пород, обладающих совокупностью определенных генетических признаков, отражающих общность условий накопления осадков... Под фацией подразумевается не только комплекс физико-географических условий (условия среды осадконакопления), в результате существования которых сформировались осадки, но и сами осадки, обладающие определенным сочетанием первичных признаков (условия + осадок)" (там же). Комплекс сопряженных фаций в пределах крупных ландшафтных зон называется макрофацией (Тимофеев, 1968, 1969).

Детальный литолого-фациальный анализ позволил выделить в юрских отложениях изучаемой территории 60 генетических типов осадков, отнесенных к 26 фациям и 10 макрофациям. Ниже дается их характеристика. При этом автор умышленно не приводит детального описания генетических признаков выделяемых типов и фаций, а также не рассматривает подробно условия формирования генетических групп отложений, так как это не является целью работы. Важно было показать, что геохимические исследования проводятся на надежной геологической основе. Методически подробное описание генетических признаков различных типов и фаций континентальных и морских отложений и условия их накопления описаны в работах П.П. Тимофеева (1964, 1969, 1970). Кроме того, расчленению по этой методике юрских угленосных отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта и условиям их формирования посвящена работа И.И. Бебешева (1976).

При описании генетических типов и фаций применены буквенные и цифровые обозначения, предложенные П.П. Тимофеевым (1964; 1969).

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (А)

В пределах исследуемого региона аллювиальные отложения распространены широко, но неравномерно. В разрезах структуры Мечитли они слагают 50-65% всех отложений, тогда как в юго-западных отрогах Гиссарского хребта - всего лишь 10-15% (см. рис. 2, 3). Они формировались за счет выноса об-

Таблица 2

Генетические типы и фации аллювиальных отложений (А)

Макрофация и ее индекс	Фация и ее индекс	Генетический тип и его индекс	Мощность, м
Русловых отложений (АР)	Галечных осадков русла горных рек (АРГ)	Крупно-среднегалечный конгломерат, несортированный, сложен разнообразными гальками палеозойских пород. Иногда среди них отмечаются крупные обугленные стволы деревьев (АРГ-1)	3-5, реже 6-10
		Мелкогалечный конгломерат со слабо выраженной косою однонаправленной слоистостью (АРГ-2)	4-6, иногда 7-12
	Галечно-гравийных осадков русла горно-равнинных рек (АРП)	Крупнозернистый гравелит с примесью мелкогалечного материала серого и светло-серого цвета, несортированные (АРП-1)	2-3, иногда 3-5
		Разнозернистые гравелиты плохо сортированные, со слабо выраженной крупной косою однонаправленной слоистостью, светло-серые, с остатками обугленных стволов и стеблей деревьев (АРП-2)	2-3, реже 4-7
Песчано-гравийных осадков русла равнинных рек (АРР)	Крупно-среднезернистые гравелиты, светло-серые, с крупной косою однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой материала (АРР-1)	2-3, реже 3-5	
		Средне-мелкозернистые гравелиты светло-серые, с крупной косою однонаправленной и сходящейся слоистостью и ритмической сортировкой материала (АРР-2)	2,5-4, реже 7-10
	Крупнозернистый песчаник, реже мелкозернистый гравелит светло-серый, с мелкой косою однонаправленной и сходящейся слоистостью (АРР-3)	2-5, реже 6-10	
Пойменных отложений (АП)	Алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод (АПП)	Средне-мелкозернистый песчаник, светло-серый, иногда серый, с мелкой косою штриховатой и горизонтально-волнистой слоистостью, с примесью крупного обугленного растительного детрита (АПП-1)	0,5-2
		Мелко-крупнозернистые алевролиты, реже мелкозернистый песчаник серый и темно-серый, с горизонтально-волнистой слоистостью, с примесью мелкого обугленного растительного детрита и слюды (АПП-2)	0,3-2; 5
	Глинисто-алевритовых осадков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (АПВ)	Песчаник мелкозернистый, реже - среднезернистый, светло-серый и серый, с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью (АПВ-1)	0,3-2
		Крупно-мелкозернистые алевролиты, редко аргиллит темно-серые, с нарушенными текстурами, с обилием растительных остатков, реже с линзами угля и редкими корешками растений (АПВ-2)	0,2-2,5

ломочного материала такими небольшими реками, как Палео–Лучоб, Палео–Ханака, Палео–Каратаг, Палео–Шаргунь (структура Мечитли), и сравнительно крупными реками – Палео–Сангардак, Палео–Байсун, Палео–Вандоб и их притоками.

В аллювиальных образованиях установлены две макрофазии, которые объединяют несколько фаций (табл. 2).

Макрофазия русловых отложений (АР). Среди руслового аллювия по комплексу признаков выделяются три фации.

Фашия галечных осадков русла горных рек (АРГ). Осадки фации широко развиты в восточной части региона в первом, втором и третьем мезоциклах разрезов Лучоб, Ханака и Ташкутан (структура Мечитли). В разрезах юго–западной части региона (структуры Сурхангау, Байсунгау и Кугитангау) они отсутствуют. Отложения фации обычно залегают с размывом на подстилающих образованиях и перекрываются пойменными осадками. Сложены они конгломератами, состав галек разнообразен, преимущественную часть составляет кварц, в небольших количествах присутствуют глинистые сланцы, кремни, эффузивы и сильноветрелые интрузивные породы. Материал плохо отсортирован. В этой фации выделяются два генетических типа – АРГ–1 и АРГ–2. Общая мощность отложений фации колеблется от 8 до 15 м.

Фашия галечно–гравийных осадков русла горно–равнинных рек (АРП). Осадки фации участвуют в строении первого, второго и третьего мезоциклов разрезов Лучоб, Ханака, Ташкутан (структура Мечитли); в юго–западных разрезах они отсутствуют. Эти осадки с размывом залегают на озерных и озерно–болотных отложениях, реже – на палеозойских породах. Вверх по разрезу они переходят в пойменные осадки. Вдоль речной долины осадки фашиально замешаются отложениями равнинной реки. Сложены они разнозернистыми гравелитами светло–серого цвета с примесью мелкогалечного материала; по комплексу генетических признаков среди них выделяются осадки двух типов – АРП–1 и АРП–2. Общая мощность их колеблется от 5 до 10 м.

Фашия песчано–гравийных осадков русла равнинных рек (АРР). Осадки равнинного аллювия наиболее развиты среди речных отложений и отмечаются во всех разрезах исследованного региона. В разрезах Вандоб, Туода, Санджар, Хандиза (структуры Кугитангау, Байсунгау и Сархангау) ими сложены осадки первого мезоцикла. В восточных разрезах (структура Мечитли) они слагают третий и четвертый мезоциклы, а в разрезе Шаргунь – три нижних мезоцикла. Обычно эти отложения с размывом залегают на образованиях озерного, озерно–болотного и пойменного генезиса и перекрываются последними. Вдоль речной долины они фашиально замешаются озерными или дельтовыми осадками. Отложения представлены разнозернистыми гравелитами и песчаниками светло–серого и серого цвета, среди которых выделяются три генетических типа – АРР–1, АРР–2 и АРР–3. Обычно в разрезе они последовательно сменяют друг друга. Их суммарная мощность варьирует от 8 до 20 м.

Макрофашия пойменных отложений (АП). Пойменный аллювий широко развит в изученном регионе. Присутствие его отложений отмечено во всех разрезах, где они обычно покрывают русловые образования; исключением является русловой аллювий горных рек. По комплексу признаков среди них выделяются две фации.

Фашия алеврито–песчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод (АПП). Отложения фации залегают на отложениях руслового аллювия с отчетливым контактом; вверх по разрезу они постепенно переходят в отложения вторичных водоемов поймы. Вдоль русла в сторону бассейна седиментации эти отложения замешаются дельтовыми и прибрежно–морскими осадками. Сложены они разнозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевритами серого и темно–серого цвета, обычно с примесью обугленного растительного детрита и слюды. По комплексу генетических признаков выделены два типа – АПП–1 и АПП–2. Их суммарная мощность колеблется от 0,8 до 5 м.

Фация глинисто-алевроитовых осадков застойных, часто за-растающих стариц и вторичных водоемов поймы (АПВ). Осадки фации развиты незначительно; в больших количествах они отмечены во втором и третьем мезоциклах разрезов Шаргунь и Хандиза. Эти отложения залегают на образованиях прирусловой части поймы или непосредственно на русловых осадках; вверх по разрезу они перекрываются озерными и озерно-болотными отложениями. Для них характерно локальное распространение. Они типичны для верхней части речного комплекса осадков и формируются на пойме во вторичных водоемах и старицах. В их строении участвуют песчаники, алевролиты, реже - аргиллиты серого и темно-серого цвета, иногда с обилием обугленного органического вещества с редкими остатками корешков растений. Среди них выделяются два генетических типа - АПВ-1 и АПВ-2. Общая мощность отложений колеблется от 0,5 до 5 м.

ОЗЕРНЫЕ И ОЗЕРНО-БОЛОТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (О)

Осадки озерного и озерно-болотного генезиса на исследуемой территории развиты широко, но неравномерно. Значительную часть отложений они составляют в разрезах юго-западных отрогов Гиссарского хребта, где приурочены к первому, второму, третьему и частично к четвертому мезоциклам. Представлены они образованиями как крупных, так и мелких проточных и зарастающих озерных водоемов, формировавшихся на аллювиальной, аллювиально-дельтовой и прибрежно-морской равнинах. В разрезах структуры Мечитли озерно-болотные отложения формировались исключительно в мелких водоемах речных долин и развиты спорадически. Их наибольшее распространение отмечено в первом мезоцикле.

По комплексу генетических признаков в указанных отложениях выделяются три макрофации (табл. 3).

Макрофация отложений крупных озерных водоемов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОВ) (приморские озера). Отложения данной макрофации накапливались в крупных озерных водоемах, сформированных на аллювиально-дельтовой (пресноводные) и прибрежно-морской (солноводные) равнине. Среди них выделяются три фации, осадки которых отлагались в различных участках.

Фация гравийно-песчаных осадков открытого мелководья озерных водоемов, в том числе отложений аккумулятивных форм - дельт, подводных валов и т.д. (ОВМ). Осадки данной фации накапливались в открытых частях озерных водоемов в зоне впадения рек как непосредственно у берега, так и на различном удалении от него. Они залегают с эрозийным размывом на пойменных или озерно-болотных отложениях, а вверх по разрезу и по площади замещаются осадками других озерных фаций (ОВП, ОВЦ).

Сложены они гравелитами и разнозернистыми песчаниками серого и светло-серого цвета. По характерным признакам среди них выделяются осадки двух генетических типов - ОВМ-1 и ОВМ-2. Общая мощность колеблется от 10 до 18 м.

Фация алевроито-глинистых осадков полуизолированных прибрежных частей крупных озерных водоемов (ОВП). Осадки этой фации накапливались в прибрежных - полуизолированных и застойных - участках озерного водоема, в спокойных гидродинамических условиях. Залегают они на озерно-болотных отложениях или на осадках фации ОВМ, образуя с ними постепенный переход; вверх по разрезу осадки сменяются алевроито-глинистыми отложениями центральных частей озерных водоемов (фация ОВЦ) или непосредственно постепенно переходят в почвенные и подпочвенные образования (фация ОПВ). Сложены они обычно мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, реже - аргиллитами серого и темно-серого цвета; иногда в них отмечаются растительные остатки хорошей сохранности и конкреции сидерита. По комплексу генетических признаков среди осадков данной фации выделены два типа - ОВП-1 и ОВП-2. Суммарная мощность фации ОВП колеблется от 2 до 10 м.

Таблица 3

Генетические типы и фации озерных и озерно-болотных отложений (О)

Макрофация и ее индекс	Фация и ее индекс	Генетический тип и его индекс	Мощность, м
Отложений крупных озерных водоемов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОВ) (приморские озера)	Гравийно-песчаных осадков открытого мелководья озерных водоемов, в том числе отложений аккумулятивных форм-дельт, подводных валов и т.д. (ОВМ)	Гравелит мелко- и среднезернистый, иногда песчаник крупнозернистый с косой выполаживающейся и взаимосрезающейся слоистостью (ОВМ-1) Песчаник мелко- и среднезернистый, с мелкой косой, штриховатой разнонаправленной слоистостью (ОВМ-2)	4-7 4-6, реже 10-12
	Алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежных частей крупных озерных водоемов (ОВП)	Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с тонкой горизонтальной и полого-волнистой слоистостью (ОВП-1) Алевролит мелкозернистый, иногда аргиллит с горизонтальной, горизонтально-волнистой слоистостью. Реже отмечаются растительные остатки хорошей сохранности (ОВП-2)	2-4, иногда 7-12 2-3, иногда 6-8
	Алеврито-глинистых осадков центральных частей крупных озерных водоемов (ОВЦ)	Алевролиты мелкозернистые и аргиллиты со скрытой горизонтальной слоистостью, иногда с включениями конкреций сидерита и линз известняка (ОВЦ-1)	6-7, иногда 10-15
Отложения мелких зарастающих озерных водоемов, заиливающихся торфяных болот и сапропелевых озер речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОЗ)	Алеврито-песчаных осадков проточных участков зарастающих озерных водоемов (ОЗП)	Песчаник мелкозернистый, реже среднезернистый, с горизонтально-волнистой слоистостью (ОЗП-1) Алевролит крупно- и мелкозернистый с текстурами взмучивания и оползания (ОЗП-2)	1,5-4 1,2-3, реже 4-5
	Алеврито-глинистых осадков застойных участков зарастающих озерных водоемов (ОЗЗ)	Алевролит крупнозернистый, реже песчаник мелкозернистый с неправильной горизонтально-волнистой слоистостью (ОЗЗ-1) Алевролиты, аргиллит без видимой слоистости, иногда с включениями конкреций сидерита. Реже отмечаются растительные остатки хорошей сохранности (ОЗЗ-2)	1,5-2, иногда 3-4 1,2-2,5, реже 3-4
	Углистых, алеврито-глинистых осадков слабо заболачивающихся озер, заиливающихся участков торфяных болот и сапропелевых озер (ОЗУ)	Аргиллит, иногда алевролит мелкозернистый, углистый (ОЗУ-1)	0,2-0,5, реже 1-1,5
Отложений заболачивающихся речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОП) (почвы и подпочвы)	Глинисто-алевроитовых осадков заболоченных аллювиально-дельтовых равнин и речных долин (ОПА)	Алевролит мелкозернистый, аргиллит, реже алевролит крупнозернистый, с комковатой текстурой и многочисленными корешками растений (почва угольного пласта) (ОПА-1)	0,1-1,5
		Алевролит крупнозернистый, реже песчаник мелкозернистый с единичными корешками растений (подпочва угольного пласта) (ОПА-2)	0,5-1

Таблица 3 (окончание)

Макрофашия и ее индекс	Фашия и ее индекс	Генетический тип и его индекс	Мощность, м
	Песчано-алевритовых осадков заболоченных мелких озер речных долин и аллювиально-дельтовых равнин (ОПО)	Алевролит мелкозернистый, аргиллит с комковатой флюидоподобной текстурой и многочисленными корешками растений (почва угольного пласта) (ОПО-1)	0,4-1,0, иногда 1,5-2,5
		Алевролит крупнозернистый, реже песчаник мелкозернистый с единичными корешками растений (подпочва угольного пласта) (ОПО-2)	0,3-1,2
	Глинисто-алевритовых осадков заболоченных крупных озерных водоемов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОПВ)	Алевролит мелкозернистый, реже аргиллит с комковатой текстурой и обилием корешков растений (почва угольного пласта) (ОПВ-1)	0,5-1, иногда 1,5-3
		Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый с единичными корешками растений (подпочва угольного пласта) (ОПВ-2)	0,3-0,8, иногда 1,0-1,5
	Песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-морских равнин (ОПП)	Алеврит мелкозернистый, алевролит крупнозернистый с обилием корешков растений (почва угольного пласта) (ОПП-1)	1,5-2,5, реже 2,5-3,5
		Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый с единичными корешками растений (подпочва угольного пласта) (ОПП-2)	0,5-1,2, реже 1,5-2

Фашия алеврито-глинистых осадков центральных частей крупных озерных водоемов (ОВЦ). Накопление осадков этой фашии происходило в центральных участках озерных водоемов, в спокойной гидродинамической обстановке. Обычно они залегают и перекрываются озерными и озерно-болотными образованиями. Отложения представлены алевролитами и аргиллитами серого и темно-серого цвета, с включениями линз известняков и конкреций сидерита. Осадки фашии отнесены к одному генетическому типу - ОВЦ-1. Мощность колеблется от 6-7 до 10 м, редко более.

Макрофашия отложений мелких зарастающих озерных водоемов, заливающихся торфяных болот и сапропелевых озер речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОЗ). Отложения этой макрофашии значительно развиты по всей исследуемой территории. Процесс ее формирования протекал по-разному. В восточных разрезах региона (структура Мечитли) осадки формировались в мелких водоемах, образованных в речных долинах за счет разлива рек. Характерным для них является то, что они с момента своего возникновения носили в основном черты зарастающих озер. В других случаях озера зарождались на аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнинах, существовали более длительное время и часто представляли собой проточный тип; процесс их зарастания и заболачивания носил кратковременный характер. В ряде случаев эти озерные водоемы формировались в конечную стадию жизни крупных водоемов, и их осадки залегают выше осадков фашии ОВМ, ОВП и ОВЦ. Среди отложений макрофашии ОЗ по характерным генетическим признакам выделяются три фашии.

Фация алеврито-песчаных осадков проточных участков зарастающих озерных водоемов (ОЗП). Осадки данной фации формировались в мелких озерных водоемах в периоды интенсивного привноса обломочного материала, который накапливался в прибрежных участках. Характерным признаком служит небольшое площадное распространение и залегание в виде линзообразных тел среди озерных и озерно-болотных отложений. Сложены они разнозернистыми песчаниками и алевролитами, реже - мелкозернистыми грауелитами серого и темно-серого цвета, иногда имеющими текстуры взмучивания и оползания. По генетическим признакам среди них выделяются два типа - ОЗП-1 и ОЗП-2. Суммарная мощность фации составляет 1,5-5 м.

Фация алеврито-глинистых осадков застойных участков зарастающих озерных водоемов (ОЗЗ). Осадки этой фации накапливаются в застойных условиях мелких озерных водоемов. Они залегают на пойменных осадках или на отложениях крупных озерных водоемов и перекрываются чаще всего озерно-болотными почвенными образованиями, а по простиранию замещаются озерными осадками других фаций. Отложения представлены мелкозернистыми алевролитами и аргиллитами темно-серого цвета; иногда по напластованию пород встречаются растительные остатки хорошей сохранности и конкреции сидерита. По генетическим признакам среди них выделяются два типа - ОЗЗ-1 и ОЗЗ-2. Общая мощность отложений фации колеблется от 1,5 до 4 м.

Фация углистых, алеврито-глинистых осадков слабо заболачивающихся озер, заливающихся участков торфяных болот и сапропелевых озер (ОЗУ). В заключительную стадию существования мелких озер происходило их кратковременное заболачивание, предшествующее обычно общему зарастанию и заболачиванию пространств речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин. Оно протекало в условиях одновременного захоронения растительного и алеврито-глинистого материала, что привело к накоплению смешанных углисто-глинистых и мелко-алевролитовых пород. Обычно осадки данной фации залегают на озерных и озерно-болотных отложениях и перекрываются угольными пластами; по площади они фациально замещаются озерно-болотными и болотными образованиями. На исследуемой территории фация ОЗУ представлена одним генетическим типом - ОЗУ-1, сложены углистыми аргиллитами, иногда углистыми мелкозернистыми алевролитами. Мощность его колеблется в пределах 0,2-0,5 м, редко достигает 1-1,5 м.

Макрофации отложений заболачивающихся речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОП) (почвы и подпочвы). В конечную стадию существования озер, после их заполнения осадками, происходило общее выравнивание рельефа. В результате этого процесса аллювиальные и озерные ландшафты сменились болотными, что привело к заболачиванию озерных водоемов, междуозерных пространств, речных долин и прибрежно-морских равнин и к формированию комплекса почвенных образований макрофации ОП. По комплексу генетических признаков в ней выделяются четыре фации. Каждой из них отвечают два генетических типа - почва и подпочва; последняя всегда предшествует первой и отличается от нее меньшим изменением структуры и текстуры пород, по которым они образуются. Отложения фаций участвуют в строении разрезов по всей описываемой территории, но особо широко они развиты в разрезах юго-западных отрогов Гиссарского хребта (см. рис. 3).

Фация глинисто-алевролитовых осадков заболоченных аллювиально-дельтовых равнин и речных долин (ОПА). Осадки фации развиваются в верхних горизонтах на пойменных отложениях в результате их заболачивания. В разрезе они обычно подстилают угольные пласты или по отчетливому контакту переходят в озерные или прибрежно-морские отложения. В восточных разрезах (структура Мечитли) они чаще всего перекрываются с размывом русловым аллювием и представлены алевролитами, реже - аргиллитами темно-серого цвета с комковатой и флюидоподобной текстурой и с остатками мелких корешков растений. По генетическим при-

знакам выделяются два типа – ОПА-1 (почва) и ОПА-2 (подпочва). Суммарная мощность их колеблется от 1 до 2,5 м.

Фация песчано-алевритовых осадков заболоченных мелких озер речных долин и аллювиально-дельтовых равнин (ОПО). Осадки этой фации образовались в процессе заболачивания отложений мелких озер речных долин и аллювиально-дельтовых равнин. Они обычно залегают на осадках фаций ОЗП и ОЗЗ, образуя с ними постепенные переходы; вверх по разрезу они замещаются углистыми аргиллитами фации ОЗУ или с размывом перекрываются аллювиальными отложениями. В сторону бассейна осадконакопления эти образования фациально замещаются осадками заболоченных крупных озер (фация ОПВ). Представлены они алевролитами, аргиллитами, реже – мелкозернистыми песчаниками темно-серого цвета с текстурами взмучивания, оползания и протыкания. Присутствуют также корешки растений. Среди них выделяются два генетических типа – ОПО-1 (почва) и ОПО-2 (подпочва). Общая мощность их составляет 1,3–3 м.

Фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных крупных озерных водоемов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОПВ). Осадки данной фации формировались в результате заболачивания прибрежных отложений крупных озерных водоемов. Залегают они на осадках фации ОВП и предшествуют угольным пластам или отложениям, их замещающим, а по площади замещаются почвенными образованиями других фаций. Сложены они алевролитами, аргиллитами, реже – мелкозернистыми песчаниками темно-серого цвета с комковатой текстурой, иногда со слабо выраженной горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью. Для отложений фации характерны крупные корневые остатки. Здесь выделяются два генетических типа – ОПВ-1 (почва) и ОПВ-2 (подпочва). Суммарная мощность отложений составляет 1,7–3,5 м.

Фация песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-морских равнин (ОПП). В периоды регрессии морского бассейна вдоль побережья осадки прибрежного мелководья обнажались и происходило их заболачивание, в результате чего формировались почвенные образования на морских отложениях (фация ОПП). В разрезе они предшествуют угольным пластам или отложениям, их замещающим. В сторону морского бассейна отложения фации замещаются прибрежно-морскими осадками, представленными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками серого, темно-серого, а в верхней части буровато-пепельного цвета с комковатой, реже – флюидоподобной текстурой и корешками растений. По генетическим признакам выделяются два типа – ОПП-1 (почва) и ОПП-2 (подпочва). Суммарная мощность их достигает 3–3,5 м.

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ (М)

Наибольшее развитие морских отложений отмечается в юго-западной части региона (структуры Кугитангтау, Байсунтау и Сурхантау). Здесь они составляют 60–80% всех отложений, а в структуре Мечитли – 30–50%, за исключением сингенетично-сокращенных разрезов (Ширкент, Оби-Заранг), где ими сложена почти вся осадочная толща. Трансгрессия моря шла с юго-запада и юга на северо-восток и север. Накопление осадков происходило в различных участках морского бассейна: в дельтах, заливах, лагунах, прибрежном мелководье и в удаленных зонах. Процесс осадконакопления протекал в условиях как гумидного, так и аридного климата (верхи разрезов). По характерным признакам в морских отложениях выделяются пять макрофаций (табл. 4).

Макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна (МП). Отложения данной макрофации накапливались на различных участках прибрежного мелководья. Среди них выделены две фации. Они приурочены к четвертому и пятому мезоциклам разрезов структуры Мечитли, ко второму, третьему и четвертому мезоциклам разрезов структур Кугитангтау, Байсунтау и Сурхантау.

Таблица 4 Макрофашии, фашии и генетические типы морских отложений (М)

Макрофашиа и ее индекс	Фашиа и ее индекс	Генетический тип и его индекс	Мощность, м
<u>Гумидный тип осадконакопления</u>			
Отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна (МП)	Песчано-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун (МПП)	Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, от серого до темно-серого цвета, с горизонтальной, реже линзовидной слоистостью. Отмечается редкий растительный детрит (МПП-1). Алевриты, аргиллиты, темно-серые, с тонкой горизонтальной, реже горизонтально-волнистой слоистостью. Отмечаются растительный детрит и остатки мелкой фауны (МПП-2)	2-3, реже 3-5 1-2, реже 2,5-5
	Глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья, в том числе центральных частей заливов и лагун* (МПК)	Глинистый известняк, реже мергель, от серого до черного цвета, слоистости не видно, иногда с остатками мелкой фауны (МПК-1) Алевролиты, аргиллиты серые, темно-серые, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, известковистые, иногда с включениями мелкой фауны. Встречаются линзы известняков и конкреции сидерита (МПК-2) Слабоглинистый известняк с примесью органогенного детритуса серого и темно-серого цвета, с плитчатой текстурой (МПК-3)	1,5-2, реже 2,5-5 1,5-2, реже 3-5 2-2,5, иногда 3-5
Отложений открытого подвижного мелководья морского бассейна (ММ)	Песчано-гравийных осадков сильно подвижного приустьевое мелководья морского бассейна (ММД)	Гравелит средне-мелкозернистый, серый, с крупной косою разнонаправленной, взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, иногда с гальками разнообразных пород (ММД-1)	3-5, реже 7-10
		Песчаник крупно-, средне- и мелкозернистый, реже алеврит крупнозернистый, с крупной косою, иногда мелкой разнонаправленной, часто пологой слоистостью, с растительным детритом (ММД-2)	3-5, реже 5-7
	Алеврито-песчаных осадков подвижного мелководья морского бассейна (ММП)	Песчаник средне-мелкозернистый, серый, с мелкой косою выполаживающейся и крупной перекрестно-волнистой слоистостью. Обычно слабоизвестковистый (ММП-1)	3-5, реже 7-10
		Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, темно-серый, с горизонтальной и прерывисто-волнистой слоистостью, иногда со следами илоедов. Слабоизвестковистые (ММП-2)	2-3, реже 5-7
Карбонатно-песчано-глинистых осадков малоподвижного мелководья морского бассейна (МММ)		Крупное полого-волнистое переслаивание песчаников с алевролитами темно-серыми, с нарушенными текстурами; слабоизвестковистые (МММ-1)	2-5, реже 5-7
		Песчанистые и алевритовые известняки серого цвета, массивные, реже плитчатые, иногда с включениями оолитов (МММ-2)	2-3, иногда 5-7
		Оолитовый известняк серый и темно-серый, массивный, обычно с примесью песчано-глинистого материала (МММ-3)	5-7

Таблица 4 (продолжение)

Макрофашия и ее индекс	Фашия и ее индекс	Генетический тип и его индекс	Мощность, м
		Органогенно-детритовые и детритовые известняки серые и темно-серые, массивные (МММ-4)	3-5, реже 7-10
		Мелкое полого-волнистое переслаивание алевролитов темно-серых, с нарушенными текстурами; слабоизвестковистые (МММ-5)	2-3, реже 4-6
		Тонкое полого-волнистое переслаивание алевролитов с аргиллитами серыми и темно-серыми; слабоизвестковистые (МММ-6)	2-3, реже 3-5
Отложений удаленных от побережья участков морского бассейна (МУ)	Глинисто-карбонатных осадков сравнительно удаленных от побережья участков морского бассейна (МУТ)	Алевролит мелкозернистый, аргиллит серый и темно-серый, с горизонтальной слоистостью, реже с мелкой фауной. Обычно известковистые (МУТ-1)	2,5-5
		Слабоглинистые мелкозернистые известняки темно-серые, реже черные, с плитчатой текстурой (МУТ-2)	3-4, реже 5-7
	Карбонатных осадков наиболее удаленных от побережья частей морского бассейна (МУК)	Слабоглинистый мелкозернистый известняк, иногда комковатый, перекристаллизованный, темно-серый, с редкой примесью органогенного детритуса, с массивной текстурой (МУК-1)	5-10, иногда 10-25
		Микрозернистые известняки темно-серые, с включениями тонких вкрапленных сульфидов, массивные (МУК-2)	7-25, реже 30-40
		Микрозернистый доломитизированный известняк, реже известковый доломит, темно-серого цвета, иногда слабо ожелезненные (МУК-3)	1,5-2, реже 3-5

Гумидный тип осадконакопления с признаками аридизации климата

Отложений заливо-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна с признаками аридизации климата (МА)	Алевро-песчаных и карбонатных осадков открытого прибрежного мелководья морского бассейна с признаками аридизации климата (МАО)	Гравелит мелкозернистый, песчаник крупнозернистый, зеленовато-серый, с мелкой ксзой взаимосрезающейся слоистостью, известковистые (МАО-1)	3-10, реже 15-20
		Песчаник мелко- и крупнозернистый, зеленовато-серый, иногда бурый с горизонтально- и прерывисто-волнистой слоистостью, известковистый (МАО-2)	2-3, реже 3-5
		Песчано-алевролитовый известняк с примесью органогенного детрита серовато-бурого цвета, с массивной текстурой, иногда с примесью оолитов (МАО-3)	3-5, иногда 5-7
	Алевро-глинистых осадков прибрежного застойного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун с признаками аридизации климата (МАЗ)	Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, зеленовато-серый, часто бурый, пятнистый, без видимой слоистости, иногда с редкими железисто-карбонатными конкрециями (МАЗ-1)	2,5-5

Таблица 4 (окончание)

Макрофашия и ее индекс	Фашия и ее индекс	Генетический тип и его индекс	Мощность, м
		Алевролит мелкозернистый, аргиллиты, коричневато-бурые, иногда грязно-зеленые, со скрытой горизонтально-волнистой слоистостью, известковистые (МАЗ-2)	1-2,5, реже 3-4
<u>Аридный тип осадконакопления</u>			
Отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна с аридным климатом при повышенной солености вод (МС)	Глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун с аридным климатом при повышенной солености вод (МСК)	Песчано-глинистый известняк с примесью органического детритуса, реже известняки смешанного состава, слабо ожелезненные, с массивной текстурой (МСК-1)	3-5, иногда 7-15
		Слабглинистые микрозернистые известняки, серовато-бурые, плитчатые, иногда слабокавернозные (МСК-2)	3-5, иногда 5-12
		Алевролиты, аргиллиты коричневато-бурые, со скрытой горизонтальной, горизонтально-волнистой слоистостью, карбонатизированные (МСК-3)	1,5-2, реже 3-5
		Доломитизированный известняк, реже известковый доломит коричневато-бурый, с плитчатой текстурой (МСК-4)	1,5- 2,5
	Гипсоносно-глинистых, гипсовых (и ангидритовых) осадков преимущественно заливов и лагун с аридным климатом при повышенной солености вод (МСГ)	Загипсованные глины зеленоватосерые, иногда коричневые, без видимой слоистости (МСГ-1)	1,5-2 реже 3-5
		Гипсы (и ангидриты) мелкозернистые, белые, иногда розовато-белые (МСГ-2)	3-10, иногда 15-30

Фашия песчано-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун (МПП). Осадки данной фашии накапливались в полуизолированных, порой сильно вдающихся в побережье участках заливов и лагун. Залегают они с четким контактом на озерно-болотных отложениях; вверх по разрезу и по площади седиментации замещаются другими фашиями морских отложений; представлены алевролитами, аргиллитами, реже - мелкозернистыми песчаниками серого и темно-серого цвета; иногда по напластованию пород отмечаются отпечатки растительных остатков. Часто встречаются конкреции сидерита, имеющие плоские формы, размером от 3-5 до 15-20 см; реже они образуют конкреционные горизонты.

По характерным признакам среди них выделены два генетических типа - МПП-1 и МПП-2. Суммарная мощность осадков колеблется от 3,5 до 8 м.

Фашия глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья, в том числе центральных частей заливов и лагун (МПК). Осадки этой фашии накапливались в центральных частях заливов и лагун и в застойных участках прибрежного мелководья. Они залегают на осадках предыдущей фашии; вверх по разрезам и в сторону морского бассейна переходят в фашии более удаленных частей морского бассейна; представлены алевролитами, аргиллитами, обычно известковистыми, глинистыми известняками и мергелями серого и темно-серого цвета с включениями конкреций сиде-

рита и мелкой фауны. По комплексу признаков среди них выделяются три генетических типа – МПК-1, МПК-2 и МПК-3. Общая мощность отложений фашии составляет 5-12 м.

Макрофашия отложений открытого подвижного мелководья морского бассейна (ММ). Отложения данной макрофашии накапливались в обширной зоне открытого прибрежного мелководья, начиная от устьев рек, захватывая зону побережья и далеко вдаваясь в глубь морского бассейна. Данные осадки участвуют в строении четвертого мезоцикла разрезов структуры Мечитли и второго, третьего и частично четвертого мезоциклов разрезов структур Кугитангтау, Байсунтау и Сурхантау. Среди этой макрофашии выделены осадки трех фаший.

Фашия песчано-гравийных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья морского бассейна (ММД). Осадки этой фашии накапливались в зоне впадения крупных рек в морской бассейн и представляют собой образования подводных дельт. Они обычно залегают с размывом на озерных, озерно-болотных и прибрежно-морских отложениях и вверх по разрезу перекрываются прибрежно-морскими осадками; в глубь морского бассейна сменяются более глубоководными фашиями, в сторону берега – русловым аллювием. Сложены они разнозернистыми гравелитами, песчаниками, реже – крупнозернистыми алевролитами серого цвета; иногда среди них отмечается примесь галек разнообразных пород. По характерным генетическим признакам среди них выделяются два типа – ММД-1 и ММД-2. Суммарная их мощность составляет 8-15 м.

Фашия алеврито-песчаных осадков подвижного мелководья морского бассейна (ММП). Осадки данной фашии накапливались в сравнительно удаленных от дельт участках морского бассейна вдоль его побережья в гидродинамически подвижных условиях. Залегают они на заливно-лагунных и дельтовых отложениях, вверх по разрезу фашиально замещаются осадками более удаленных частей морского бассейна. Представлены разнозернистыми песчаниками серого цвета, обычно слабоизвестковистыми. Среди них выделяются два генетических типа – ММП-1 и ММП-2. Общая мощность фашии составляет 10-17 м.

Фашия карбонатно-песчано-глинистых осадков малоподвижного мелководья морского бассейна (МММ). Накопление осадков этой фашии происходило в зоне, переходной от прибрежного мелководья к более удаленным частям морского бассейна, где отлагался как терригенный материал, так и хемогенно-биогенный. Отложения фашии залегают на прибрежно-морских осадках; вверх по разрезу и в глубь бассейна они фашиально замещаются осадками более удаленных его частей, в сторону побережья сменяются заливно-лагунными и дельтовыми образованиями. Сложены они чередующимися в разрезе известковистыми алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками. В этой же зоне, ближе к подвижному мелководью, накапливались разнообразные известняки, обычно с примесью терригенного материала. По условиям образования среди них выделены шесть генетических типов – МММ-1, МММ-2, МММ-3, МММ-4, МММ-5 и МММ-6. Суммарная мощность отложений достигает 20-35 м.

Макрофашия отложений удаленных от побережья участков морского бассейна (МУ). Отложения данной макрофашии формировались в удаленных и спокойных частях морского бассейна, куда терригенный материал поступал в незначительных количествах. Здесь накапливались смешанные глинистые и карбонатные породы: в наиболее удаленных частях бассейна происходила седиментация чистых хемогенных известняков, иногда с незначительной примесью терригенного материала. Среди отложений этой макрофашии выделяются две фашии.

Фашия глинисто-карбонатных осадков сравнительно удаленных от побережья участков морского бассейна (МУТ). Осадки залегают на отложениях фашии МММ; вверх по разрезу и в глубь бассейна они замещаются осадками более удаленных частей морского бассейна. Отложения представлены известковыми алевролитами, аргиллитами и глинисты-

ми известняками серого и темно-серого цвета; иногда среди них отмечаются единичные остатки фауны. Выделено два генетических типа - МУТ-1 и МУТ-2. Суммарная мощность фаши достигает 5-10 м.

Фашия карбонатных осадков наиболее удаленных от побережья частей морского бассейна (МУК). Осадки этой фаши накапливались в наиболее удаленных частях морского бассейна при незначительных поступлениях терригенного материала в спокойных гидродинамических условиях и распространены очень широко. Залегают они на отложениях предыдущей фаши и вверх по разрезу переходят в осадки прибрежного мелководья, образовавшиеся при регрессии моря в условиях аридизации климата. Отложения представлены мощными пластами микрозернистых известняков, иногда слабоглинистых, реже - доломитизированных, темно-серых. Среди осадков данной фаши выделены три генетических типа - МУК-1, МУК-2 и МУК-3. Общая мощность их колеблется от 30 до 50 м.

Макрофашия отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна с признаками аридизации климата (МА). С середины пятого мезоцикла (оксфордский ярус ?) началась общая регрессия морского бассейна и произошла некоторая аридизация климата, что привело к накоплению осадков с признаками аридизации климата. Особенно широко этот процесс проявился в восточной части региона. (структура Мечитли). На отложениях удаленных частей морского бассейна залегают карбонатизированные песчано-глинистые образования с пестрой окраской. По условиям генезиса среди них выделяются две фаши.

Фашия алеврито-песчаных и карбонатных осадков открытого прибрежного мелководья морского бассейна с признаками аридизации климата (МАО). В открытых частях прибрежного мелководья близ устьев рек и на побережье накапливаются характерные осадки, отнесенные к данной фаши. Они залегают на карбонатных отложениях удаленных частей морского бассейна и вверх по разрезу замещаются заливно-лагунными осадками с признаками аридизации климата. Отложения фаши представлены карбонатизированными песчаниками и алевролитами, песчанистыми известняками, реже - мелкозернистыми гравелитами с зеленовато-серой, иногда бурой окраской. Среди них выделяются осадки трех генетических типов - МАО-1, МАО-2 и МАО-3, суммарная мощность которых достигает 14-25 м.

Фашия алеврито-глинистых осадков прибрежного застойного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун с признаками аридизации климата (МАЗ). Непосредственно к плоскому побережью примыкали мелководные участки морского бассейна заливов и лагун, где накапливались специфичные осадки, отнесенные к этой фаши. Залегают они на прибрежно-морских отложениях с признаками аридизации климата и вверх по разрезу постепенно замещаются глинисто-карбонатными и галогенными образованиями. Отложения фаши представлены известковистыми алевролитами, аргиллитами, реже - мелкозернистыми песчаниками зеленовато-серого, часто красновато-бурого цвета; иногда среди них отмечаются железисто-карбонатные конкреции. Здесь выделено два генетических типа - МАЗ-1 и МАЗ-2. Общая мощность фаши составляет 4-8 м.

Макрофашия отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна с аридным климатом при повышенной солености вод (МС). К концу верхней юры (кимеридж - титон) климат становится аридным, происходит значительная регрессия моря, и в восточной части региона (структура Мечитли) формируются заливы и крупные лагуны с повышенной соленостью вод. Здесь накапливались как терригенные, так и хемогенные осадки, представленные доломитизированными известняками и гипсами. Осадки данной макрофаши участвуют в строении шестого мезоцикла исследуемой территории; среди них по условиям образования выделяются две фаши.

Фашия глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун с аридным климатом при повышенной солености вод (МСК).

Накопление осадков этой фации происходило в зоне прибрежного мелководья и в центральных частях заливов и лагун. Наряду с привнесом материала с суши происходит осаждение карбонатного материала. Отложения фации залегают на осадках прибрежного мелководья, образуя с ними постепенные переходы; вверх по разрезу они замещаются карбонатно-сульфатными осадками заливов и лагун. Отложения представлены чередующимися глинистыми доломитизирующими известняками, алевролитами и аргиллитами; иногда в составе известняков отмечается примесь органического детрита. Породы обычно слабо железненные, с характерным коричнево-бурым цветом. Среди них выделены четыре генетических типа – МСК-1, МСК-2, МСК-3 и МСК-4. Суммарная мощность их достигает 12–75 м.

Фация гипсоносно-глинистых, гипсовых (и ангидритовых) осадков преимущественно заливов и лагун с аридным климатом при повышенной солености вод (МСГ). Осадки фации накапливались в конечную стадию регрессивного цикла осадконакопления, когда аридность климата достигла своего максимума и привнос материала с суши значительно сократился. Интенсивное выпаривание морской воды привело к накоплению загипсованных глин и гипсов. Залегают они на осадках предыдущей фации и перебиваются красноцветными загипсованными глинистыми отложениями карабильской свиты нижнего мела. Среди осадков фации выделены два генетических типа: МСГ-1 и МСГ-2. Суммарная мощность их достигает 10–20 м и более.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (циклы и мезоциклы)

Закономерное и последовательное чередование генетических типов, фаций и макрофаций в разрезе придает юрским отложениям циклическое строение. На существование циклов в изучаемых отложениях ранее указывали в своих работах Б.В. Полянский (1961), В.И. Троицкий (1967), И.И. Бебешев (1976) и др.

Наиболее подробный анализ типов циклов и их строение приводит И.И. Бебешев (1976). В юрских отложениях южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта им установлены три типа элементарных циклов: континентальные, континентально-морские и морские. В каждом из них выделяются морфологические разновидности, отличающиеся друг от друга определенным набором генетических типов и фаций. Элементарные циклы и их разновидности чередуются в разрезе в определенной последовательности и отражают направленность процесса осадконакопления, образуя генетические единицы более высокого порядка – мезоциклы. Последние отвечают более крупным этапам развития юрского седиментогенеза и четко прослеживаются по всему исследуемому региону. На основании литературных (Бебешев, 1976) и наших данных выделяются шесть мезоциклов (см. рис. 2, 3), которые хорошо увязываются с принятыми стратиграфическими подразделениями.

Первый мезоцикл соответствует нижней юре, второй – аалену, третий – байосу, четвертый – бату, пятый – келтовей-оксфорду и шестой – кимериджитону.

Комплексное использование данных стратиграфии и циклического анализа разрезов позволило более детально сопоставить отдельные горизонты полифациальных юрских отложений на площади их распространения. Отложения каждого мезоцикла накапливались в определенных палеотектонических и палеогеографических условиях. Установлено, что отложения первых четырех мезоциклов формировались в эпоху постепенного усиления тектонической активности региона в условиях гумидного климата и образуют трансгрессивный ряд отложений. Осадки этих мезоциклов представлены преимущественно терригенными образованиями континентального генезиса. Накопление осадков происходило в закономерно сменяющихся палеоландшафтных обстановках (аллювиальных, аллювиально-озерно-болотных, аллювиально-прибрежно-морских и т.д.).

Пятому мезоциклу соответствует более стабильный тектонический режим осадконакопления. Формирование отложений происходило в морском бассейне в условиях постепенной аридизации климата. Спокойная тектоническая обстановка и относительно сглаженный рельеф привели к менее интенсивному выносу обломочного материала в бассейн аккумуляции. Накопление осадков осуществлялось в большей степени за счет внутренних ресурсов морской воды (биогенные и хемогенные процессы). В результате сформировались мощные пласты разнообразных известняков.

Шестой мезоцикл характеризуется регрессивным этапом седиментации. Поступление материала с суши резко сокращается, за исключением периферических участков бассейна (структура Мечитли). Климат постепенно сменяется на аридный. Осадкообразование идет преимущественно из ресурсов морской воды (химическое осаждение карбонатов и различных солей). Наблюдается образование гипсов с редкими прослоями доломитизированных известняков, а на юге Таджикской депрессии в это время формируются мощные пласты солей.

* * *

Детальный литолого-фациальный и циклический анализ юрской осадочной формации южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта показывает, что процесс осадкообразования имел сложный характер. Отдельные этапы накопления осадков протекали в специфичных палеотектонических и палеогеографических условиях с определенным набором генетических типов пород и фаций. В целом наблюдается закономерная эволюция ландшафтных обстановок во времени и пространстве в течение юрского периода седиментации.

Глава III

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Юрские отложения представляют собой полифациальный комплекс, сложенный различными по генезису породами: обломочными, хемогенными, биогенными и биохемогенными. Преимущественную часть осадков составляют терригенные образования. Минералого-петрографическая характеристика терригенно-угленосной части юрских отложений приводится в работах Б.В. Полянского (1962), К.А. Согириади и В.И. Троицкого (1962), В.И. Троицкого (1967). Подробная характеристика терригенно-минеральных ассоциаций нижне-среднеюрских отложений южного склона Гиссарского хребта содержится в работах И.И. Бебешева (1971а), И.И. Бебешева и др. (1975). Терригенные образования исследуемой территории представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Петрографическому изучению подвергались в основном мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники и гравелиты. Количество их в различных разрезах колеблется в широких пределах. Наиболее развиты они в восточной части региона (структура Мечитли), где составляют 60-70% всех отложений. В направлении на юго-юго-запад их количество постепенно убывает и достигает 20-30% (структура Кугитангтау).

При выделении терригенно-минеральных ассоциаций была использована методика А.Г. Коссовской (1962). Минералого-петрографические исследования с учетом данных предыдущих работ позволили выделить в нижне-среднеюрских отложениях семь терригенно-минеральных ассоциаций и две под-

ассоциаций. Установлено, что каждая из этих ассоциаций связана с определенным этапом развития угленосной толщи – мезоциклами – и имеет определенное временное и площадное распространение. Формирование их происходило за счет специфических областей питания. При выделении ассоциаций наряду с основными породообразующими компонентами (кварц, полевые шпаты, обломки пород) учитывался состав минералов тяжелой фракции, характер глинистого цемента песчано-гравийных пород. По терригенно-минеральным ассоциациям и составу пород областей питания изученный регион разделяется на две территории: восточную и центральную части южного склона Гиссарского хребта (I) и западную часть южного склона Гиссара и его юго-западные отроги (II)¹.

Южный склон Гиссарского хребта. На данной территории исследованиями И.И. Бебешева (1971а) в ниже-среднеюрских стложениях установлено семь ассоциаций. Их вещественный состав показан на диаграмме (рис. 4, А).

1. Мономинерально-кварцевая ассоциация установлена в аллювиально-озерно-болотных отложениях первого и второго мезоциклов разреза Шаргунь. Сложена она кварцем (90-96%), полевыми шпатами (1-3%), обломками пород (2-3%). Наиболее распространенным является изометричный кварц с включениями зерен циркона, турмалина, апатита и др. Кварц подобного типа, скорее всего, связан с размывом изверженных пород. Содержание удлиненного кварца, генетически связанного с размывом метаморфических пород, незначительно (3-5%). Полевые шпаты представлены ортоклазом, зерна которого сильно пелитизированы. Среди обломков пород отмечаются кварциты и мусковитизированные слюдястые сланцы. В составе аксессуарных минералов отмечаются циркон, апатит, магнетит, ильменит, турмалин, рутил и др. Глинистые минералы представлены гидрослюдой и каолинитом.

2. Олигомиктово-кварцевая ассоциация песчаников и мелкозернистых гравелитов установлена в отложениях третьего мезоцикла разреза Шаргунь. Кварц составляет 70-85%, полевые шпаты – 5-10%, обломки пород – 2-10%, слюдястые минералы – 2-7%. Полевые шпаты представлены калиевыми разновидностями – ортоклазом и микроклином. Среди обломков пород доминируют зерна кварц-сланцев и гнейсов. Главными аксессуарными минералами являются циркон и турмалин. При этом количество турмалина доходит до 15-20% от состава тяжелой фракции. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдой.

3. Олигомиктово-кварцевая ассоциация с повышенным содержанием полевых шпатов и обломков пород прослежена в отложениях четвертого мезоцикла разрезов Шаргунь, Оби-Заранг и Ширкент. Она состоит из кварца (65-70%), полевых шпатов (20-25%), обломков пород (5-15%). Преобладает кварц из изверженных пород, переотложенный составляет 10-15%. Полевые шпаты представлены главным образом ортоклазом и микроклином; в виде единичных зерен отмечаются плагиоклазы. Среди обломков пород в значительных количествах встречаются кварциты и слюдястые сланцы, реже – обломки эффузивов кислого состава. Среди аксессуарных минералов обнаружены циркон, турмалин, рутил, гранат и др. Количество турмалина составляет 25-30% от состава тяжелой фракции. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдой.

4. Олигомиктово-кварцевая ассоциация с незначительным содержанием полевых шпатов установлена в аллювиальных и озерно-болотных отложениях первого и второго мезоциклов разреза Ташкутан. Для нее характерны содержания кварца (75-85%), полевых шпатов (10-15%), обломков пород (2-10%), слюдястых минералов (1-3%). Среди полевых шпатов доминирует ортоклаз. Обломки пород представлены кварцитами. Среди аксессуарных минералов больше всего циркона, турмалина и сфена. Количество турмалина составляет 20-

¹ Далее для краткости эти районы будут называться – южный склон Гиссарского хребта (I) и юго-западные отроги Гиссарского хребта (II).

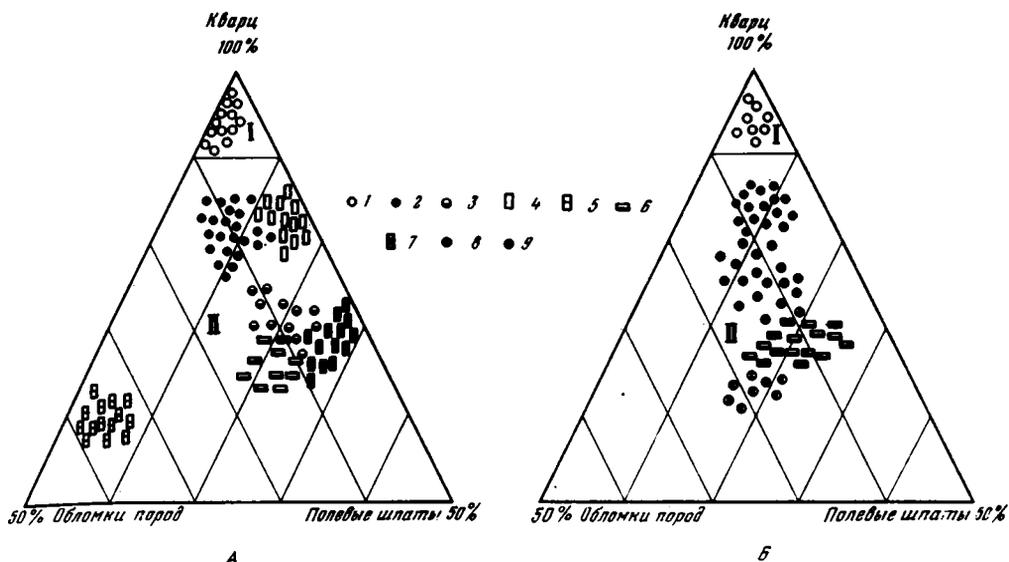


Рис. 4. Диаграмма вещественного состава песчаных пород Гиссарского хребта
 А – южный склон Гиссарского хребта (по данным И.И. Бебешева, 1971 а);
 Б – юго-западные отроги Гиссарского хребта (по данным автора)

I – семейство мономинеральных кварцевых песчаников; II – семейство олигомиктово-кварцевых песчаников. Ассоциации терригенных минералов: 1 – мономинерально-кварцевая; 2 – олигомиктово-кварцевая; 3 – олигомиктово-кварцевая с повышенным содержанием полевых шпатов и обломков пород; 4 – олигомиктово-кварцевая с незначительным содержанием полевых шпатов; 5 – граувакково-кварцевая; 6 – олигомиктово-кварцевая с повышенным содержанием полевых шпатов; 7 – аркозово-кварцевая; 8 – олигомиктово-кварцевая подассоциация с незначительным содержанием обломков пород; 9 – олигомиктово-кварцевая подассоциация с повышенным содержанием полевых шпатов и обломков пород

25% от состава тяжелой фракции. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдой.

5. Граувакково-кварцевая ассоциация прослежена в отложениях первого и второго мезоциклов разреза Ханака. Она состоит из кварца (60–65%), полевых шпатов (5–10%), обломков пород (30–35%). Полевые шпаты представлены в основном калиевыми разностями – ортоклазом и микроклином, в меньшем количестве отмечается олигоклаз. Среди обломков пород встречаются глинистые сланцы, кремни, в меньшем количестве – эффузивы кислого состава. Из аксессуарных минералов наиболее развиты турмалин, циркон, апатит. Количество турмалина в составе тяжелой фракции составляет 40%. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдой.

6. Олигомиктово-кварцевая ассоциация с повышенным содержанием полевых шпатов установлена в отложениях первого и второго мезоциклов разреза Лучоб. В ее составе присутствуют кварц (60–75%), полевые шпаты (20–25%), обломки пород (5–10%). Преобладает кварц из изверженных пород. Полевые шпаты представлены преимущественно ортоклазом, обломки пород – кварцитами, сланцами и кислыми эффузивами. Состав аксессуарных минералов специфичен, доминируют циркон и турмалин. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдой.

7. Аркозово-кварцевая ассоциация приурочена к отложениям третьего и четвертого мезоциклов разрезов Лучоб, Ханака и Ташкутан. Для нее характерно содержание кварца (60–65%), полевых шпатов (25–35%) и обломков пород (5–10%). Полевые шпаты представлены в основном калиевыми разностями

ми – ортоклазом и микроклином. Обломки пород сложены глинистыми сланцами, кремнями и эффузивами кислого состава. Среди аксессуарных минералов наиболее распространены турмалин и циркон. Турмалин в составе тяжелой фракции составляет 40–45%. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослодой.

Юго-западные отроги Гиссарского хребта. На территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта исследованиями автора в ниже-среднеюрских отложениях установлены три терригенно-минеральные ассоциации и две подассоциации; их вещественный состав показан на диаграмме (см. рис. 4, Б).

1. Мономинерально-кварцевая ассоциация установлена в аллювиальных, озерно-болотных, крупноозерных и прибрежно-морских отложениях первого и второго мезоциклов в пределах всех разрезов юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Она сложена почти полностью кварцем – 90–95%, в небольшом количестве отмечаются полевые шпаты и обломки пород – 4–7%, слюдястые минералы составляют 1–2%. Наиболее распространен изометричный кварц. На долю удлинённого кварца приходится 5–10%, причем он встречен только в разрезах структуры Сурхантау (Хандиза и Курганча). Полевые шпаты представлены исключительно ортоклазом, зерна которого сильно пелитизированы. Среди обломков пород отмечены кварциты, мусковитизированные слюдястые сланцы. Для аксессуарных минералов характерны циркон, апатит, магнетит, турмалин, рутил и др. Количество турмалина в тяжелой фракции составляет 10–15%. Глинистые минералы представлены гидрослодой и каолинитом, реже встречается дикиит.

2. Олигомиктово-кварцевая ассоциация приурочена к крупноозерным и прибрежно-морским отложениям третьего мезоцикла разрезов Вандоб, Туода и Санджар (структуры Кугитангтау и Байсунтау). Количество кварца 80–85%, полевых шпатов 5–10%, обломков глинистых сланцев – 5–10%. Преобладает кварц из изверженных пород. Среди полевых шпатов встречены ортоклаз и решетчатый микроклин. Обломки глинистых пород представлены бесформенными агрегатами бурого, часто темно-серого цвета. Среди аксессуарных минералов встречены циркон, магнетит, турмалин и др.

В составе этой ассоциации отмечается одна подассоциация – олигомиктово-кварцевых песчаников и гравелитов с незначительным содержанием обломков пород. Она встречается в разрезах структуры Сурхантау (Курганча, Хандиза). Для нее типично следующее содержание породообразующих компонентов: кварца 70–75%, полевых шпатов 8–10%, обломков пород 10–15%, слюдястых минералов 5–8%. Среди полевых шпатов доминируют калиевые разновидности – ортоклаз и микроклин. Среди обломков пород преобладают кварц-слюдястые сланцы и гнейсы, встречаются также кремнистые породы. Состав аксессуарных минералов довольно постоянен: циркон, ильменит, турмалин, магнетит и др. Из слюдястых минералов установлены мусковит и биотит. Глинистый цемент представлен гидратированной гидрослодой, в небольшом количестве отмечается каолинит. Выше по разрезу наблюдается некоторое увеличение количества полевых шпатов, среди которых преобладают плагиоклазы и решетчатый микроклин.

3. Олигомиктово-кварцевая ассоциация с повышенным содержанием полевых шпатов прослеживается в прибрежно-морских и дельтовых песчаниках четвертого мезоцикла разрезов Вандоб, Туода, Санджар. Она содержит кварца 65–67%, полевых шпатов 20–25%, обломков пород 2–5% и слюдястых минералов 5–7%. Наиболее распространенным является кварц изверженных пород. Среди полевых шпатов встречаются микроклин и олигоклаз. Среди аксессуарных минералов отмечаются циркон, турмалин, магнетит, рутил, эпидот, амфиболы и др. Глинистые минералы представлены в основном гидратированной гидрослодой; в виде примеси присутствуют хлорит и каолинит. Количество турмалина в тяжелой фракции составляет 15–20%.

Среди данной ассоциации выделяется одна подассоциация – олигомиктово-кварцевая с повышенным содержанием полевых шпатов и обломков пород.

Она установлена в отложениях четвертого мезоцикла в разрезах Курганча и Хандиза. Эта подассоциация аналогична описанной выше, но отличается от нее лишь повышенным содержанием обломков пород (15–20%), среди которых наиболее развиты кварцитовые и слюдястые сланцы. Отмечается увеличение содержания переотложенного кварца (5–10%).

ГЕНЕЗИС ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ И ИХ ВОЗМОЖНЫЕ МАТЕРИАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Как уже было показано выше, по характеру терригенно-минеральных ассоциаций и областей их питания исследуемый регион разделяется на две самостоятельные территории. Для южного склона Гиссарского хребта характерны менее зрелые ассоциации весьма пестрого состава, накопление которых происходило в непосредственной близости от областей питания. На это указывает также разнообразие состава обломков пород, грубозернистость осадков и их слабая отсортированность. По генезису они представлены аллювиальными отложениями горно-равнинных и горных рек. Размыву подвергался в основном Гиссарский батолит и различные осадочно-метаморфические породы палеозоя. Перенос продуктов разрушения материнских пород осуществляли четыре небольшие реки – Палео-Лучоб, Палео-Ханака, Палео-Каратаг и Палео-Шаргунь.

Для отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта установлены более зрелые ассоциации, характеризующиеся более отсортированным материалом. Накопление их происходило в русле равнинных рек, в прибрежных частях крупных озерных водоемов и в прибрежном мелководье морского бассейна. Обломочный материал поступал с западных и северо-западных частей Гиссарского хребта. Материал выносился тремя крупными реками – Палео-Сангардак, Палео-Байсун, Палео-Вандоб – и их многочисленными притоками.

В период формирования осадков первого и второго мезоциклов разрезов Вандоб, Туода, Санджар, Курганча и Хандиза (юго-западные отроги Гиссарского хребта) накапливается мономинерально-кварцевая ассоциация. Основным источником обломочного материала являлись коры выветривания, которые имели в прошлом площадное развитие на различных породах доюрского возраста (Коннов, 1964; Балагурова и др., 1963, 1964; Троицкий, 1967; Богатырев, 1970).

На южном склоне Гиссарского хребта в отложениях первого и второго мезоциклов установлены три ассоциации, имеющие небольшое площадное распространение: олигомиктово-кварцевая (разрез Ташкутан), граувакково-кварцевая (разрез Ханака) и олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании полевых шпатов (разрез Лучоб). Их наиболее вероятными материнскими породами считаются граниты и гранодиориты Гиссарского батолита (Бибешев, 1971а), которые обнажаются в бассейне рек Ширкент, Каратаг и Варзоб (Баратов, 1966). Некоторое увеличение количества обломков пород и акцессорного турмалина в составе граувакково-кварцевой ассоциации, по-видимому, связано с выносом обломочного материала из верховьев рек Каратаг и Ханака, где широко распространены палеозойские кварцево-сланцевые сланцы, кварциты и турмалинизированные гранодиориты. Наличие обломков эффузивов в составе ассоциаций объясняется размывом кислых эффузивов нижнепермского эффузивного комплекса, сложенного дацитами, фельзитами и другими породами, которые имеют площадное развитие в центральной части южного склона Гиссарского хребта (Горещкая, Морозенко, 1962).

В третьем и четвертом мезоциклах разрезов юго-западных отрогов Гиссарского хребта и в разрезах Шаргунь, Оби-Заранг, Ширкент (южный склон Гиссарского хребта) установлены близкие ассоциации. Они имеют олигомиктовый состав и довольно выдержаны по площади распространения. Следует только отметить, что в составе ассоциации четвертого мезоцикла южного

склона Гиссарского хребта несколько повышено содержание полевых шпатов, обломков пород кислых эффузивов и акцессорного турмалина.

При формировании олигомиктово-кварцевой ассоциации третьего мезоцикла размыву подвергаются в основном менее выветрелые горизонты гранитоидных пород, которые имели широкое развитие в центральных и западных частях Гиссарского хребта. Для них характерно повышенное содержание мусковита и особенно биотита (Холопов, 1962; Исамухамедов и др., 1962).

Кроме того, материал поступал и из кор выветривания, на что указывает значительное количество обломков бокситоподобных глинистых пород. При формировании ассоциаций третьего мезоцикла южного склона Гиссарского хребта (разрезы Шаргунь, Оби-Заранг, Ширкент) материал привносился из центральных и восточных частей Гиссарского батолита; размыву также подвергались осадочно-метаморфические образования, о чем свидетельствует присутствие в составе ассоциации обломков различных пород.

Как указывалось выше, в составе ассоциации третьего мезоцикла в разрезах Курганча, Хандиза установлена подассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников и гравелитов с незначительным содержанием обломков пород. Она образовалась, скорее всего, за счет размыва гранитоидных пород западных частей Гиссарского батолита. Определенное влияние оказал интенсивный вынос обломков метаморфических пород, представленных кварцево-сланцевыми сланцами, гнейсами и осадочными образованиями докембрийского и палеозойского возраста, широко развитых в верховьях рек Тупалангдарья и Сангардак (Кухтиков, 1968).

При образовании олигомиктово-кварцевой ассоциации с повышенным содержанием полевых шпатов четвертого мезоцикла область размываемых пород значительно расширяется и материал поступает как с западных и северо-западных, так и центральных и северо-восточных частей Гиссарского хребта. Размыву подвергаются менее выветрелые гранитоидные породы, на что указывает присутствие в составе ассоциации значительного количества неизмененных полевых шпатов и таких слабо устойчивых минералов, как эпидот и роговая обманка. При формировании олигомиктово-кварцевой с повышенным содержанием полевых шпатов ассоциации юго-западной части региона материал привносился преимущественно с западных и северо-западных частей Гиссарского хребта. По-видимому, размыву подвергались Обинаврузский и Гуматакские интрузивные массивы. В составе этой ассоциации в разрезах Курганча и Хандиза, как уже отмечалось, выделяется подассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников с повышенным содержанием полевых шпатов и обломков пород. Формирование этой подассоциации связано с интенсивным выносом наряду с гранитоидными породами материала осадочно-метаморфического происхождения, который широко распространен в верховьях р. Сангардак (Кухтиков, 1968).

Несколько отличается состав ассоциаций в северо-восточной части исследуемого региона (структура Мечитли): увеличивается количество полевых шпатов, обломков кислых эффузивов и акцессорного турмалина. Такое изменение состава ассоциации прежде всего объясняется сменой питающей провинции. Как указывает И.И. Бебешев (1971а), при формировании ассоциации четвертого мезоцикла материал в основном поступал из центральных и восточных частей Гиссарского батолита. Размыву подвергались разнообразные гранитоидные породы, в том числе турмалиновые аплитовидные граниты, эффузивы кислого состава пермского комплекса и палеозойские осадочно-метаморфические образования.

Особое место занимает ассоциация третьего и четвертого мезоциклов разрезов Ташкутан, Ханака и Лучоб (структура Мечитли). Представлена она аркозово-кварцевой ассоциацией, и отличается от предыдущей несколько повышенным содержанием полевых шпатов – микроклина и плагиоклазов и особенно акцессорного турмалина. Такой состав ассоциации И.И. Бебешев (1971а) объясняет более интенсивным размывом гранитоидных пород Южно-Варзобского интрузивного массива и особенно турмалиновых аплитовидных гранитов.

Таким образом, на основе изложенного можно заключить, что основным источником терригенного материала послужили разнообразные магматические и осадочно-метаморфические породы Гиссарского хребта. Накопление каждой ассоциации происходило за счет специфических пород, что и привело к разнообразию ассоциаций терригенных минералов.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ

Карбонатная толща на исследуемой территории по возрасту относится к келловей-оксфордскому ярусу верхней юры (Объяснительная записка..., 1970). Первые общие сведения о них приводятся в работах В.А. Вахрамеева, А.В. Пейве, Н.П. Хераскова (1936). Среди карбонатных пород ими были выделены крупноолитовые, микрозернистые, илестые и илесто-зернистые известняки.

В результате дальнейших исследований были уточнены стратиграфические границы карбонатных отложений, выделены подъярусы, горизонты и изучен их вещественный состав. Было показано, что карбонатная толща формировалась в период максимальной трансгрессии морского бассейна с нормальной и частью с повышенной соленостью в условиях постепенной аридизации климата (Полынский, 1962; Троицкий, 1967; Арифджанов, Камалов, 1963; Арифджанов, 1967; Арифджанов и др., 1970; и др.). Однако до сих пор оставался открытым вопрос о том, в каких конкретных фациальных условиях накапливались те или иные разновидности карбонатных пород, что делало невозможным их детальные геохимические исследования. В связи с этим автором был изучен вещественный состав карбонатных пород и фациальные условия их накопления.

Карбонатная толща прослеживается в виде узкой полосы в субширотном направлении, а в западной части региона – в юго-юго-западном. Мощность отложений колеблется в широких пределах: от 30–100 м в восточной части региона (структура Мечитли) до 330–500 м на юге (структуры Сурхантау, Байсунтау и Кугитантау).

Вещественный состав карбонатных пород изучался рядом методов: микроскопия с окрашиванием, термография, химический анализ, минералогическое исследование нерастворимого остатка, изучение глинистой фракции пород путем рентген-дифрактометрии и электронной микроскопии. Диагностика проводилась главным образом окрашиванием в шлифах. Использовался краситель состава $0,1n\text{ HCl}$ (11 частей), 0,1%-ный раствор ализарина-рот (9 частей), 1%-ный раствор $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ (2 части) (Штеренберг, 1965; Штеренберг и др., 1972).

Как показали результаты исследования, основным породообразующим компонентом карбонатной толщи является кальцит, который образует микрозернистую, пелитоморфную массу, редко перекристаллизованную в мелко- и среднезернистые разновидности. На термограммах кальцит обнаруживается по одному глубокому эндотермическому пику в интервале температур $900\text{--}940^\circ\text{C}$ (рис. 5). Содержание его в породах колеблется от 60–85% в песчано-глинистых разностях до 90–95% в чистых хомогенных известняках (табл. 5).

Доломит распространен крайне незначительно. Обычно он встречается в виде примеси в различных типах известняков и его содержание заметно увеличивается к верхам карбонатной формации. Присутствие доломита в довольно значительных количествах отмечено в верхней аридной части разрезов Ташкутан, Ширкент, Оби-Заранг, Шаргунь, Хандиза и Туода. Выделяются две разновидности доломитов: сингенетическая и эпигенетическая. Первая из них присутствует в виде примеси в различных известняках, образуя мелкие зерна и агрегаты неправильной формы; обычно ее содержание составляет 2–5, реже 5–20%. Эпигенетические доломиты развиты также незначительно и встре-

Таблица 5

Результаты химического анализа карбонатных пород (содержание, вес. %)

Разрез	№ обр.	Фация	Минерально-нерастворимый остаток	Химический состав				
				R ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	CO ₂
Ташкутан	113	МУК	2,50	0,79	49,38	2,15	-	41,85
	117	МУК	1,29	0,81	41,15	11,28	-	44,45
	122	МУК	1,75	0,60	51,70	1,16	-	42,45
Ширкент	22	МММ	2,91	0,89	51,75	0,41	-	41,15
	26	МММ	3,78	0,67	52,00	0,41	-	41,80
	29	МУК	2,96	0,72	51,36	0,71	-	41,70
	39	МУК	65,65	4,89	12,49	-	-	9,85
	79	МСК	14,34	1,35	43,42	1,94	-	36,08
Шаргунь	225	МММ	5,05	1,71	49,05	0,21	-	38,75
	227	МММ	40,23	2,83	21,90	6,17	-	24,55
	228	МММ	19,01	1,26	42,44	0,21	-	33,17
	237	МУК	0,88	0,36	52,47	1,03	-	42,31
	329	МСК	6,06	0,50	49,46	1,07	-	40,40
Хандиза	213	МУК	0,71	0,23	41,81	11,55	1,07	45,55
	217	МСК	7,05	0,62	48,03	0,84	-	38,35
Туода	1	МСК	6,52	1,36	41,80	7,84	0,29	41,75
	8	МУК	1,52	0,04	53,13	1,49	-	43,34
	11	МУК	0,90	0,36	53,29	0,75	-	42,63
	16а	МУК	2,25	0,38	52,38	0,64	-	41,92

чены только в разрезах Ташкутан, Ширкент и Хандиза. Они формируются по микрозернистому кальциту путем замещения и образуют мелкие кристаллы ромбоэдрического габитуса. Размер зерен колеблется от 0,01–0,03 до 0,04–0,06 мм. В результате интенсивного преобразования кальцита в доломит формируются доломитизированные известняки, а в отдельных случаях и известковые доломиты, количество доломита в которых изменяется от 7 до 52% (см. табл. 5). В шлифах он не окрашивается. На термограммах устанавливается по двум эндотермическим пикам: один при 770–810°C и второй при 900–920°C (см. рис. 5).

Терригенная примесь карбонатных пород в основном состоит из кварца; в меньшем количестве присутствуют полевые шпаты, обломки пород и глинистые минералы. Кварц чаще всего представлен изометричными зернами с включениями турмалина, циркона, апатита и рудной пыли. Отмечается незначительное содержание кварца удлиненной формы. Полевые шпаты в большей части представлены ортоклазом и микроклином. В виде единичных зерен встречаются плагиоклазы с полисинтетическими двойниками. Обломки пород представлены кварцитами, сланцами, кремнями, реже – эффузивами кислого состава. Минералы тяжелой фракции в убывающем порядке представлены турмалином, цирконом, сфеном и др. Турмалин составляет 30–45% (на количество тяжелой фракции).

Из глинистых минералов установлена в основном гидрослюда; в виде небольшой примеси присутствует хлорит. Гидрослюда обычно гидратированная (рис. 6). Общее содержание терригенной примеси в карбонатных породах колеблется в значительных пределах: от 1–4% в хемогенных чистых известняках до 7–55% в песчано-глинистых разностях. Следует отметить, что известняки с большим количеством терригенной примеси обнаружены в восточной части региона в разрезах Оби-Заранг, Ширкент, Ташкутан и Лучоб (структура Мечитли). Среди органогенных остатков карбонатных пород обнаружены зоогенные и фитогенные разновидности. Кроме того, почти во всех типах

Химический состав		Минеральный состав				Кальцит	Доломит
SO ₃	Σ компо- нентов	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	CaSO ₄		
-	96,67	88,14	4,50	-	-	82,78	9,86
-	98,98	73,45	23,60	-	-	45,35	51,70
0,09	97,75	92,18	2,43	-	0,15	90,28	5,33
0,25	97,36	92,37	0,86	-	0,42	91,37	1,86
-	98,66	91,68	1,49	-	-	89,91	3,26
-	97,45	91,68	1,49	-	-	89,91	3,26
0,10	92,88	22,17	-	-	0,17	22,17	-
0,23	97,36	77,22	4,06	-	0,39	72,39	8,89
0,26	95,93	88,84	-	-	0,44	88,84	-
-	95,65	39,09	12,91	-	-	23,72	28,28
0,32	96,41	75,36	0,44	-	0,54	74,84	0,96
-	97,05	93,66	2,15	-	-	91,11	4,70
0,28	97,77	87,93	2,24	-	0,48	85,26	4,91
-	100,92	74,63	23,14	1,72	-	47,08	50,69
1,77	96,65	83,52	1,76	-	3,01	81,43	3,85
-	99,56	74,61	16,40	0,47	-	55,61	35,4
-	99,52	94,84	3,12	-	-	91,13	6,83
-	97,93	95,12	1,57	-	-	93,25	3,44
-	97,57	93,50	1,54	-	-	91,91	2,93

карбонатных пород отмечается рассеянное органическое вещество, которое образует мелкие вкрапления в общей массе породы. Особенно широко оно развито в слабоглинистых известняках. Аутигенные минералы представлены кальцитом, кварцем, гётитом, хлоритом, пиритом и др. Пирит преимущественно развит по рассеянному органическому веществу, иногда заполняет мелкие трещинки в перекристаллизованных органических остатках.

Изучение вещественного состава карбонатных пород позволило выделить среди них несколько разновидностей: органогенно-детритовые, детритусовые, оолитовые, песчанистые, глинистые, комковатые, микрозернистые, доломитизированные известняки и известковые доломиты, а также известняки смешанного состава (табл. I—IV).

Ниже дается их краткая характеристика.

Органогенно-детритовые и детритусовые известняки развиты незначительно, но встречаются почти во всех изученных разрезах. Они приурочены к низам карбонатной толщи и образуют массивные пластовые и линзообразные тела мощностью от 0,3–0,5 до 3–5 м. Основная часть породы сложена крупным раковинным детритом. Вся масса детрита перекристаллизована и имеет волокнистое строение. Иногда породообразующим компонентом становится мелкий органогенный детритус (0,2–1,5 мм). Цемент породы представлен пелитоморфным кальцитом. Нередко в породе встречаются относительно хорошо сохранившиеся остатки многокамерных фораминифер, остракод и радиолярий. В небольшом количестве (8–15%) присутствует терригенная примесь (в основном кварц и глинистые минералы), реже встречаются зерна полевых шпатов и обломков пород – глинистых сланцев, эффузивов и др.

Оолитовые известняки распространены крайне незначительно. Они образуют небольшие пластовые тела (2–3 м) в нижней половине карбонатной толщи и обычно чередуются с органогенно-детритовыми известняками или перекрывают их. Основную массу породы составляют оолиты размером 0,05–0,1 мм, сложенные пелитоморфным слабожелезненным кальцитом. Их форма

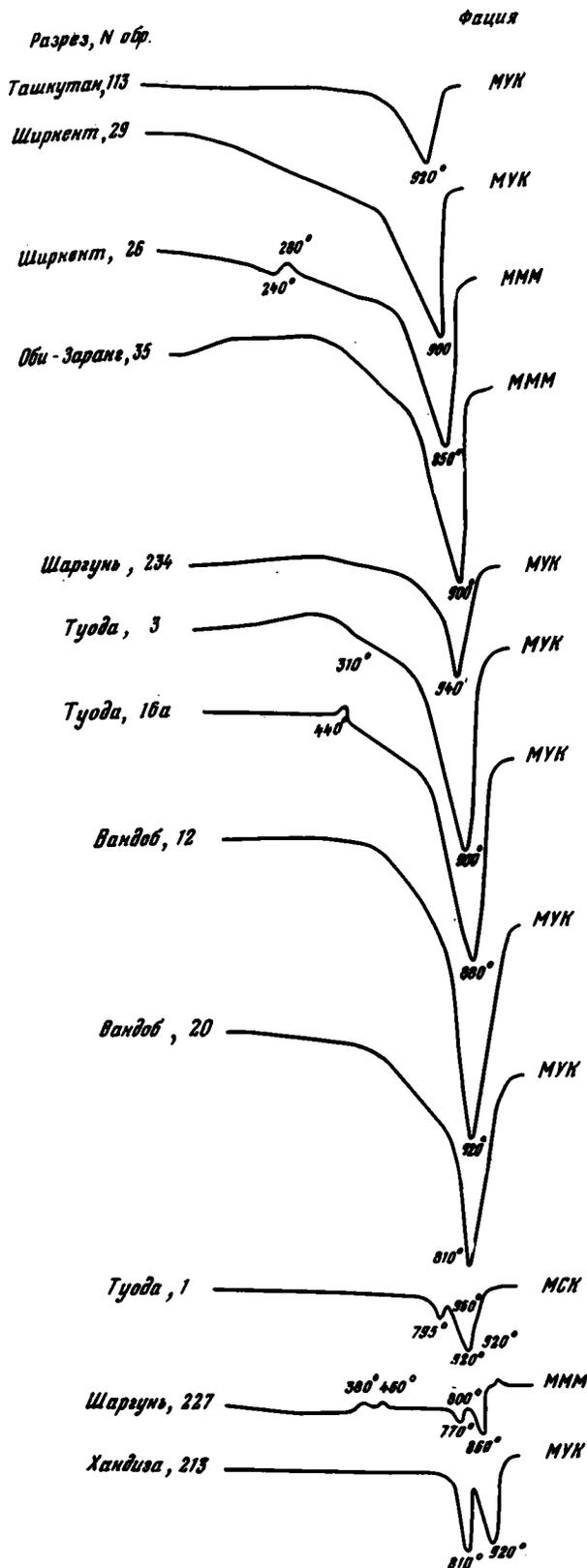


Рис. 5. Термограммы карбонатных пород

разнообразная: округлая, овальная, вытянутая, реже — неправильная. Они имеют концентрическое строение. Часто встречаются оолиты, раздробленные и вдавленные друг в друга. Иногда порода целиком сложена переотложенными оолитами. Пространство между ними заполнено микрозернистым кальцитом. Терригенная примесь составляет 5–7%, реже доходит до 20%. Состав ее близок составу предыдущего типа известняков.

Песчанистые известняки развиты в разрезах восточной части региона (структура Мечитли) и приурочены к нижним частям карбонатной толщи, но встречаются и в верхней части (в регрессивном цикле седиментации). Они образуют пластовые тела мощностью от 2–3 до 5–8 м. Главным породообразующим компонентом является микрозернистый кальцит. Количество терригенной примеси колеблется от 15 до 45%. Доминирующим является кварц, в подчиненном количестве присутствуют полевые шпаты, обломки пород и глинистые минералы.

Глинистые известняки широко распространены на всей описываемой площади и встречаются как в нижней, так и в верхней части карбонатной толщи. Они образуют крупные пластовые тела от 5–10 до 20–30 м. Основная масса породы сложена пелитоморфным кальцитом. Глинистое вещество составляет 10–25% и представлено гидрослюдистыми и каолинит-гидрослюдистыми ассоциациями. В общей массе породы нередко отмечаются мелкие включения рассеянного органического вещества.

Комковатые известняки приурочены к средней части карбонатной толщи. Они образуют крупные пластовые

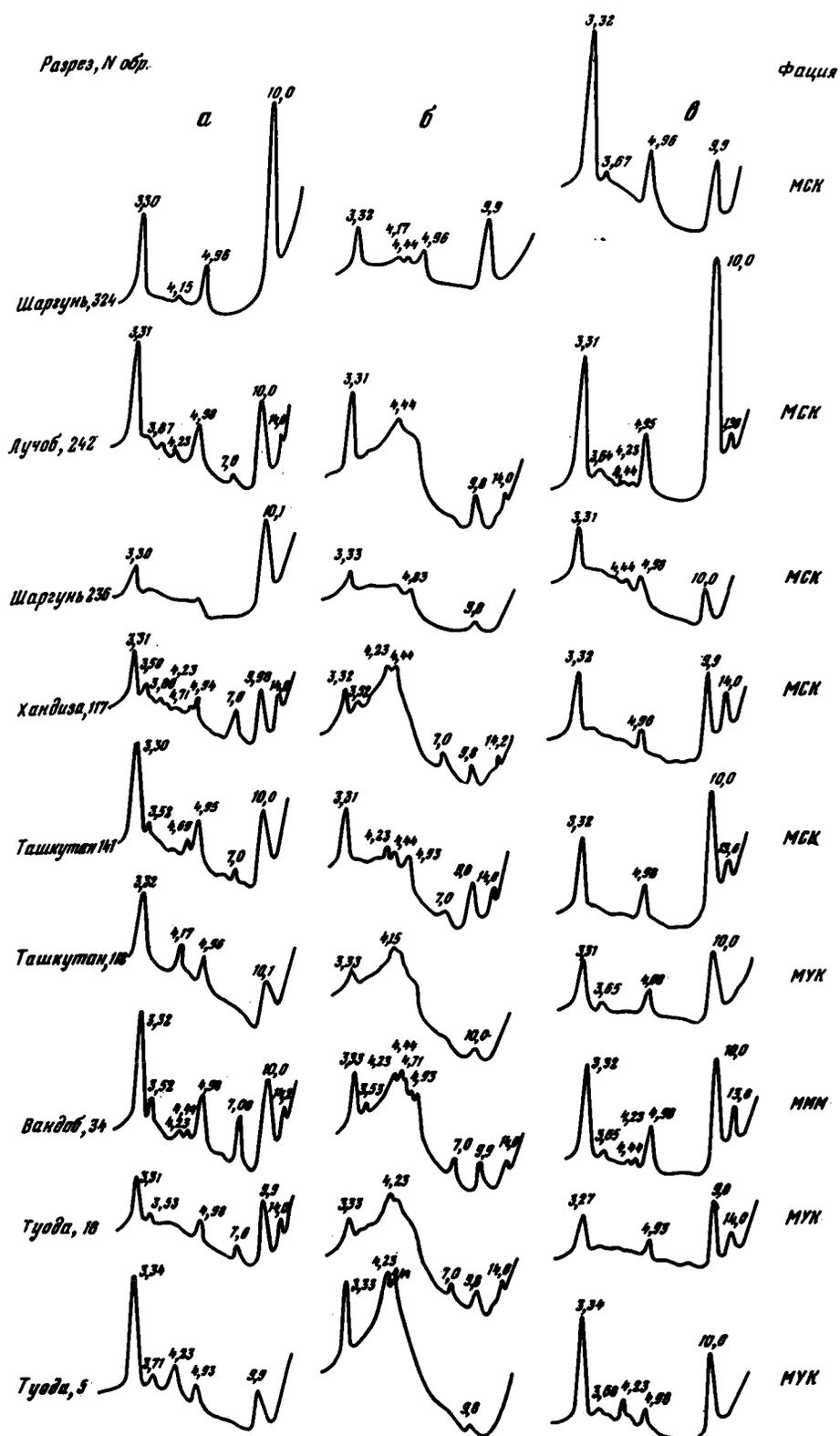


Рис. 6. Дифрактограммы глинистых фракций карбонатных пород. Гидратированно-гидрослюдистая и хлорит-гидратированно-гидрослюдистая ассоциации
 а - природный; б - насыщенный глицерином; в - прокаленный при t 550°C

тела мощностью 10–30 м. Основным породообразующим компонентом является пелитоморфный кальцит, имеющий комковатую структуру. Она обусловлена скоплением тонкозернистого кальцита в комочки овальной, с неправильными очертаниями формы размером 0,01–0,08 м. Иногда в массе породы отмечается равномерно рассеянная примесь глинистого вещества (5–10%).

Микрозернистые известняки наиболее развиты среди карбонатных пород и составляют примерно 60–70% всей толши. Они образуют крупные пластовые тела мощностью от 10–20 до 30–50 м и слагают в основном среднюю часть карбонатной толши. Основным породообразующим компонентом является микрозернистый кальцит, участками перекристаллизованный в мелкозернистые разности. Иногда в общей массе породы можно заметить терригенную примесь, представленную угловатыми, слабо окатанными зернами кварца, реже – полевых шпатов. Нерастворимый остаток составляет < 5%. Часто в породе встречаются вкрапления сульфидов (пирит, халькопирит).

Доломитизированные известняки и известковые доломиты встречаются сравнительно редко и приурочены к верхней половине карбонатной толши (регрессивная аридная часть). Они образуют линзообразные, реже мелкие пластовые тела небольшой мощности (от 0,5 до 2–5 м). Преобладающим компонентом в одних случаях является микрозернистый кальцит, в других – перекристаллизованный доломит. В породе отмечается терригенная примесь (до 10%), в основном представленная глинистым материалом хлорит–гидрослюдистого состава.

Смешанные известняки встречаются исключительно на востоке региона, в нижней и в верхней частях карбонатной толши и образуют линзообразные и мелкие пластовые тела мощностью 0,5–1,5 и 2–4 м. В их сложении участвуют органический детрит, оолиты, микрозернистый кальцит и терригенный материал. Главным породообразующим компонентом является один из них.

Таким образом, вещественный состав пород карбонатной толши (дугитангская свита) является довольно стабильным. Преимущественную часть пород составляет кальцит; доломит имеет крайне незначительное распространение. Другие типы карбонатных пород не обнаружены.

Одной из характерных особенностей карбонатной толши является ее строение. Наблюдается уменьшение ее мощности с юго–запада региона на северо–восток; в этом же направлении происходит ее фацциальное замещение сперва терригенно–глинистыми разностями карбонатных пород, затем исключительно глинистыми и терригенными образованиями.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ, ИХ АССОЦИАЦИИ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ

В настоящее время известно, что состав ассоциаций глинистых минералов и закономерности их распределения в осадочных породах зависят от многих факторов: от состава размываемых пород, климата, тектонического режима региона, физико–химической среды их накопления и др. При формировании юрских отложений исследуемого региона питающей провинцией являлись разнообразные магматические и осадочно–метаморфические породы Палео–Гиссара и развитые на них каолинитовые и каолинит–гидрослюдистые коры выветривания (Балагурова и др., 1964; Троицкий, 1967; Богатырев, 1970; Бебешев и др., 1975). Поэтому для выявления связи глинистых минералов с источниками питания и их последующей эволюции в юрском бассейне седиментации нами были исследованы наряду с глинистыми минералами самих юрских отложений глинистые минералы доюрских кор выветривания и продукты их перестроения (бокситы).

Изучалась пелитовая фракция (<0,001 мм) аргиллитов, алевролитов, цемент песчано–гравийных пород и глинистая часть нерастворимого остатка разнообразных известняков юрских отложений и продуктов коры выветривания. Глинистая фракция пород выделялась на суперцентрифуге CF–45 при 30 000 об/мин. Диагностика

глинистых минералов проводилась рентгеноструктурным, термическим анализом и электронной микроскопией. Рентгеноструктурный анализ позволяет однозначно определять различные глинистые минералы с высокой степенью точности. Для идентификации глинистых минералов съемку образцов производили в природном виде, при насыщении глицерином и после прокаливания препаратов до температуры 550°C.

Коры выветривания. Изученные коры выветривания в пределах исследуемой территории развиты на разнообразных породах – в гранитоидных, эффузивных и осадочно-метаморфических – и имеют зональное строение. В большинстве случаев верхние горизонты коры выветривания размыты. В каждом конкретном случае в зависимости от сохранности коры выветривания и от пород, по которым они развиты, устанавливаются следующие зоны: дезинтеграции материнских пород, гидрослюдистая, гидрослюдисто-каолинитовая и железисто-каолинитовая. Детальное описание минералого-петрографического состава продуктов коры выветривания исследуемой территории приводится во многих работах (Коннов, 1964; Гипп, 1959, 1965; Балатурова и др., 1964; Богатырев, 1970; и др.).

В результате термического анализа в глинистой части пород коры выветривания установлены гидрослюда, каолинит и дикцит (рис. 7). Гидрослюда является преобладающим минералом зон дезинтеграции и гидрослюдизации, а каолинит характерен для более верхних горизонтов коры выветривания – железисто-каолинитовой зоны.

Дикцит обычно ассоциирует с каолинитом и встречается исключительно в юго-западных отрогах Гиссара (разрезы Бахча, Хауз). Он является типичным аутигенным минералом. Его образование объясняется процессами проявления катагенеза и динамометаморфизма (Богатырев, 1970).

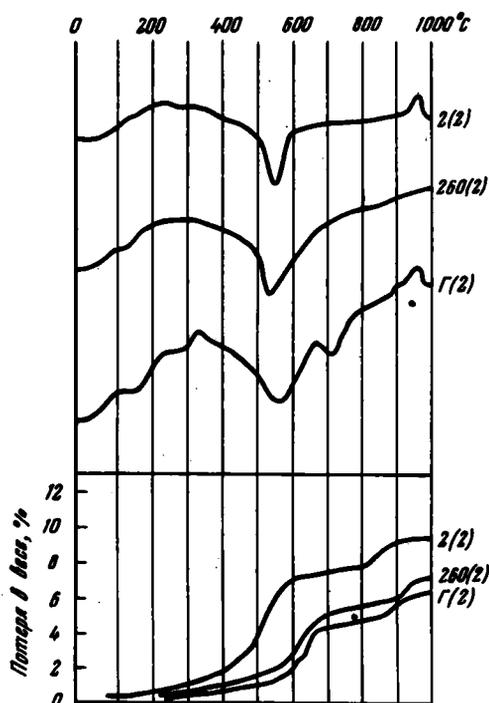
Бокситы обычно являются перетолженными продуктами коры выветривания и встречены нами в основании юрских отложений (в разрезах Бахча, Санджар, Хандиза и Шаргунь). В глинистой фракции бокситов установлены чистые каолиниты.

Юрские отложения. В результате исследований глинистой фракции разнообразных пород юрских отложений установлен ряд глинистых минералов: каолинит, гидрослюда (часто гидратированная с примесью монтмориллонита), хлорит и дикцит (табл. V). Среди них преобладают каолинит и гидрослюда, остальные присутствуют в виде примеси.

Установлено, что глинистые минералы редко встречаются в мономинеральном виде: они образуют в основном двухкомпонентные и трехкомпонентные смеси. В пределах исследуемых отложений глинистые минералы образуют шесть ассоциаций: 1) гидрослюдисто-каолинитовую; 2) каолинит-гидрослюдистую с двумя подассоциациями – а) каолинит-изометрично-пластинчатой гидрослюдистой и б) каолинит-удлиненно-пластинчатой гидрослюдистой;

Рис. 7. Термограммы глинистых минералов коры выветривания

Обр. 2(2) – каолинит; 260(2) – гидрослюда; обр. Г(2) – каолинит с дикцитом



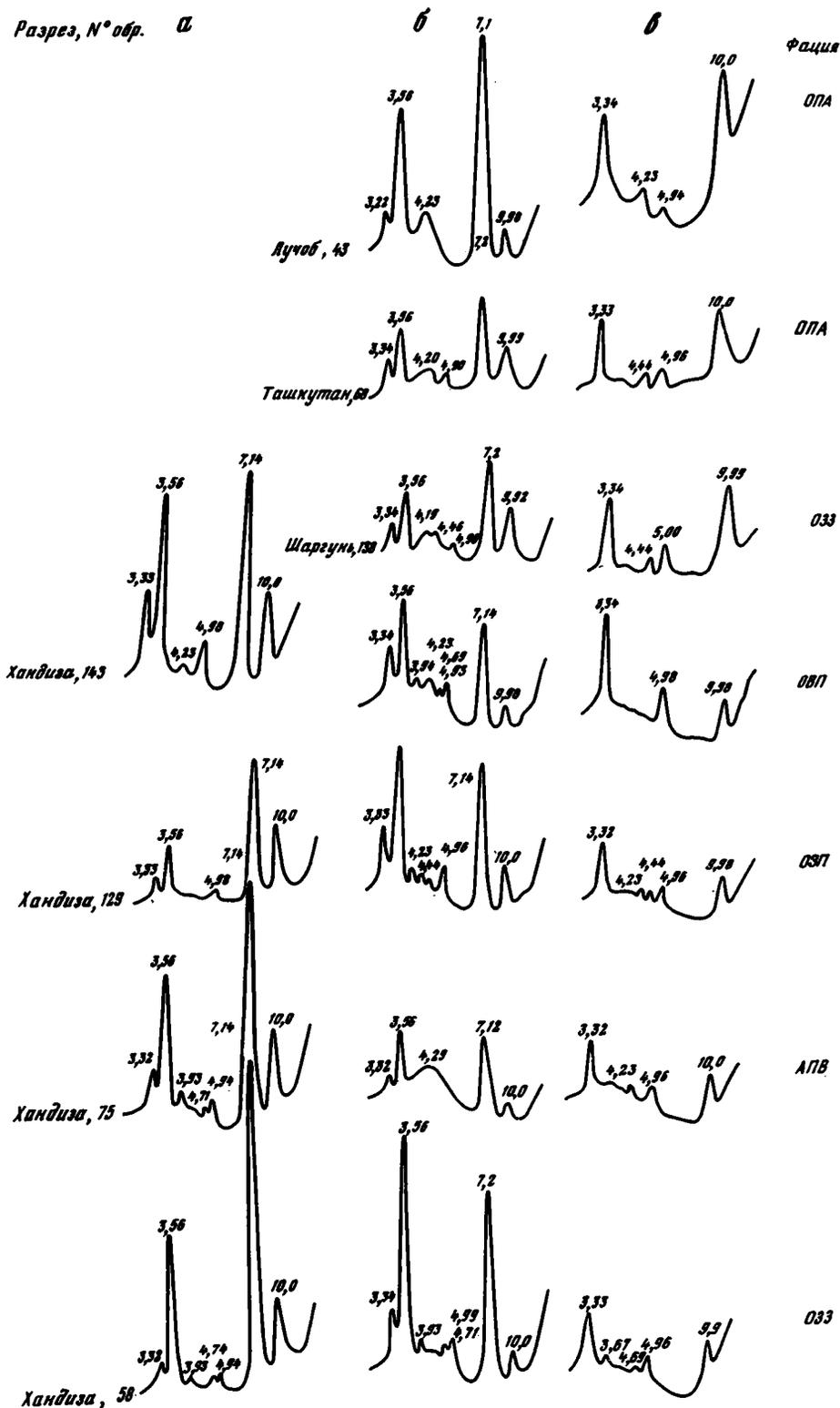


Рис. 8. Дифрактограммы глинистых минералов. Гидрослюдасто-каолинитовая ассоциация

а - природный; б - насыщенный глицерином; в - прокаленный при t 550°C

3) гидрослюдистую; 4) каолинит-гидратированно-гидрослюдистую; 5) гидратированно-гидрослюдистую; 6) хлорит-гидратированно-гидрослюдистую.

Первые три ассоциации и две подассоциации установлены предыдущими исследованиями для ниже-среднеюрских континентальных и частично прибрежно-морских отложений (Бабешев, 1971а). Три последние ассоциации установлены автором для средне-верхнеюрских морских отложений. Ассоциации глинистых минералов приурочены к строго определенным фациям в пределах генетических групп отложений.

Гидрослюдисто-каолининовая ассоциация установлена в осадках озерного и озерно-болотного генезиса разрезов Лучоб, Ташкутан, Шаргунь, Хандиза и Вандоб. Она приурочена к алевроито-глинистым осадкам фации почв и подпочв угольных пластов (ОПА, ОПО, ОПВ) и к песчано-алевритовым осадкам вторичных водоемов пойм (фация АПВ). Эта ассоциация широко развита также в алевроито-глинистых осадках проточных и зарастающих мелких озер и заливающихся участков торфяных болот и сапропелевых озер (фации ОЗП, ОЗЗ, ОЗУ). Кроме того, она встречается в глинистых осадках полуизолированных частей крупных приморских озерных водоемов (фация ОВП) (рис. 8).

Каолинит-гидрослюдистая ассоциация подразделяется на две подассоциации: каолинит-изометрично-пластинчатую гидрослюдистую и каолинит-удлиненно-пластинчатую гидрослюдистую.

Первая подассоциация наиболее распространена в аллювиальных, крупно-озерных (приморские озера) и прибрежно-морских отложениях во всех изученных разрезах. Она приурочена к алевроито-песчаным осадкам прирусловой части поймы (фация АПП), к открытым частям подвижного мелководья крупных озерных водоемов (фация ОВМ), к алевроито-глинистым осадкам центральных частей озерных водоемов (фация ОВЦ) и полуизолированным участкам морского бассейна, в том числе в заливах и лагунах (фации МПП, МПК) (рис. 9).

Вторая подассоциация установлена в песчано-гравийных аллювиальных отложениях (фация АРР) в разрезах Шаргунь, Хандиза и Вандоб. В отдельных случаях каолинит в указанных фациях переходит в диккит (см. рис. 9).

Гидрослюдистая ассоциация встречается почти во всех исследованных разрезах и приурочена к цементу песчано-гравийных пород русел горно-равнинных и равнинных рек (фации АРП, АРР), открытого мелководья озерных водоемов (фация ОВМ) и приустьевого мелководья морского бассейна (фация ММД).

Каолинит-гидратированно-гидрослюдистая ассоциация обнаружена во всех исследованных разрезах и приурочена к песчано-алевритовым осадкам прибрежного мелководья (фации МММ, ММП) и к алевроито-глинистым осадкам заливов и лагун (фации МПП, МПК) (рис. 10).

Гидратированно-гидрослюдистая ассоциация установлена в верхнеюрских морских отложениях и приурочена только к нерастворимому остатку карбонатных пород наиболее удаленных частей морского бассейна (фация МУК) (см. рис. 10).

Хлорит-гидратированно-гидрослюдистая ассоциация установлена в верхнеюрских отложениях южного склона Гиссарского хребта в разрезах Шаргунь, Ташкутан, Лучоб, в глинисто-карбонатных осадках удаленных частей морского бассейна (фации МУТ, МУК) и в алевроито-глинистых, глинисто-карбонатных осадках прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе в заливах и лагунах с аридным климатом (фации МАО, МАЗ, МСК) (рис. 11).

Изученные глинистые минералы являются как аллотигенными, так и аутигенными и представляют собой образования смешанного генезиса. При их формировании существенную роль играли климатические условия, тектонический режим региона, шестивальный состав пород области питания, скорость осадконакопления и ряд других факторов. Как показывают результаты исследований, первоначально глинистые минералы формировались в результате вы-

Разрез, N обр.

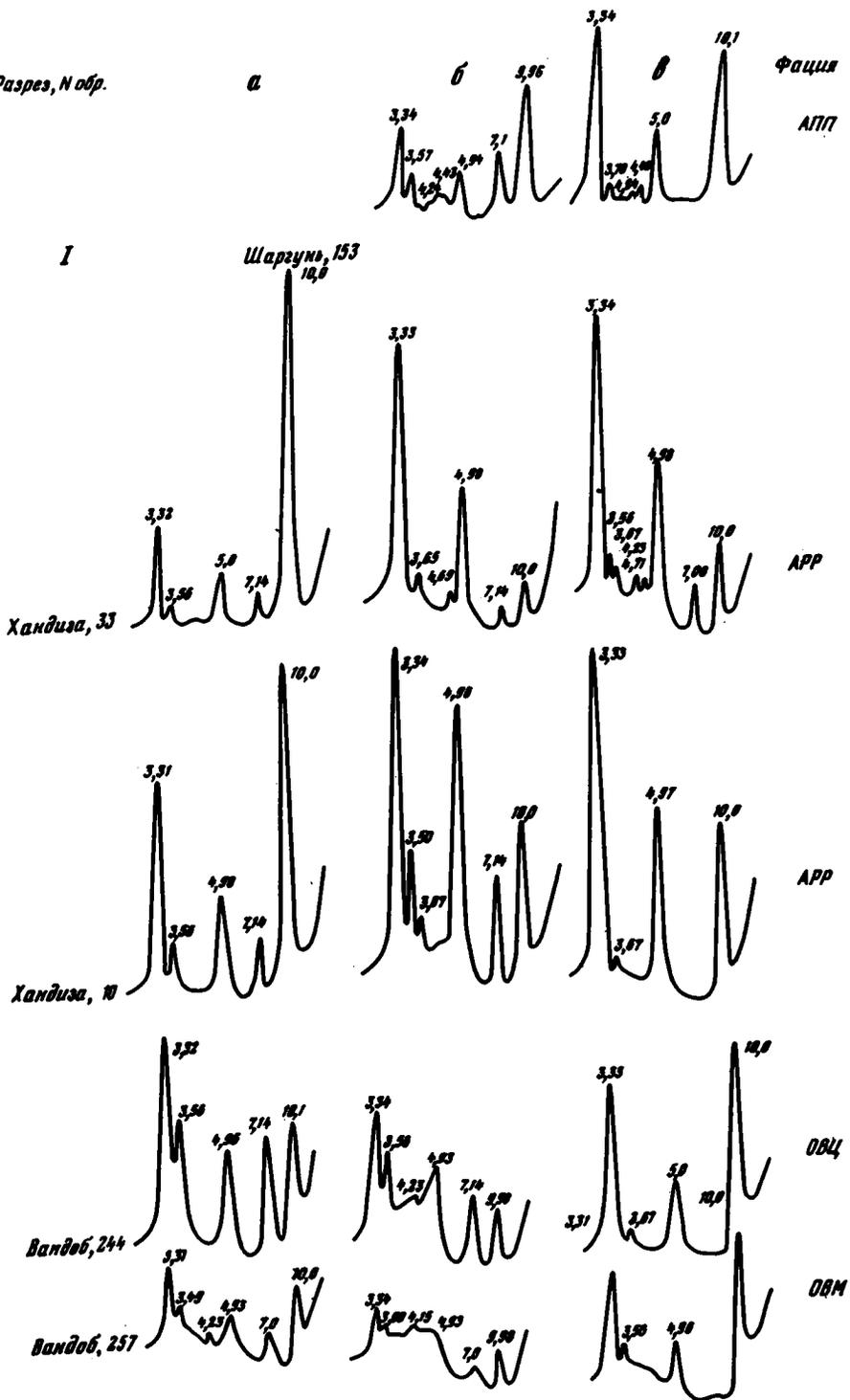


Рис. 9. Дифрактограммы глинистых минералов

I - каолинит-гидрослюдистая ассоциация, II - гидрослюдистая ассоциация

а - природный; б - насыщенный глицерином; в - прокаленный при t 550°C

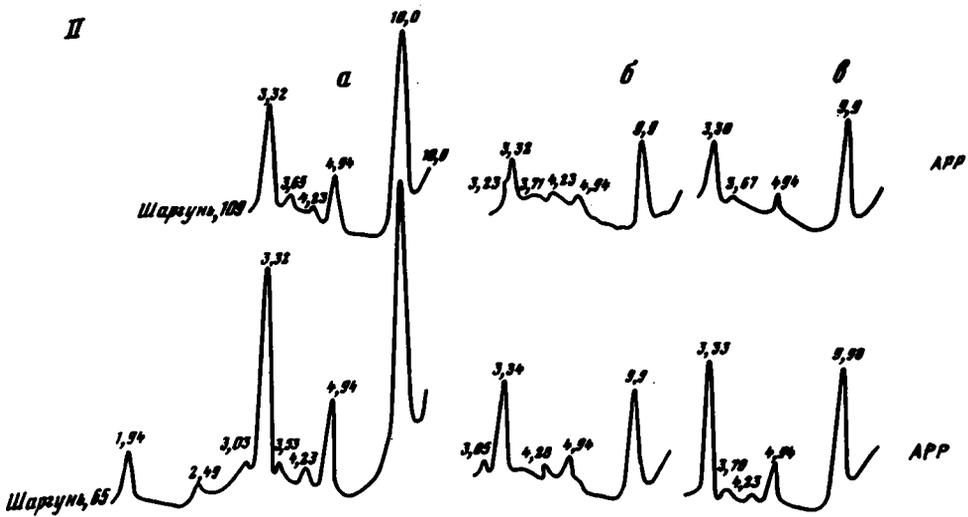


Рис. 9 (окончание)

ветривания материнских пород. Умеренно влажный климат и глубокое химическое разложение пород в области питания привели к образованию мощных кор выветривания каолинит-гидрохлоридного и каолинитового состава. Впоследствии эти минералы в период накопления юрских отложений, размываясь и попадая в различные фациальные условия, образовывали определенные ассоциации глинистых минералов. В результате постседиментационных процессов те и другие глинистые минералы претерпели ряд изменений, которые не позволяют в настоящее время установить связь глинистых минералов с источниками их сноса и их первичного генезиса. Попытаемся объяснить формирование ассоциаций глинистых минералов и их генезис в исследуемых отложениях.

Гидрохлоридно-каолинитовая ассоциация в основном приурочена к осадкам озерного и озерно-болотного происхождения. Почти мономинерально-каолинитовая ассоциация отмечается в осадках почв и подпочв угольных пластов (фашии ОПА, ОПО, ОПВ). По генезису эта ассоциация является смешанной. Обломочный каолинит, попадая в озерную и озерно-болотную кислую среду, богатую органикой, не претерпел изменений и сохранился, а гидрохлорид в этих условиях является неустойчивой и переходит в каолинит. Как известно, кислая среда благоприятна для формирования и сохранения каолинита (Коссовская, 1962; Зхус, 1966; Карпова, 1972; и др.).

В аллювиальных отложениях доминирует гидрохлорид, в виде примеси встречается каолинит. Эта ассоциация по генезису в основном является аллотигенной — унаследованной от области питания. В отдельных случаях в нижнеюрских русловых грубозернистых песчано-гравийных осадках преобладающим минералом выступает удлиненно-пластинчатая гидрохлорид и дикиит (разрезы юго-западных отрогов Гиссарского хребта). Это объясняется интенсивным проявлением процессов глубокого эпигенеза в нижнеюрских отложениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта за счет давления вышележащих мощных толщ мезо-кайнозойских отложений (5000 м и более) и проявления динамометаморфизма. В результате этого в поровых пространствах песчано-гравийных пород образовалась удлиненно-пластинчатая гидрохлорид, а каолинит преобразовался в дикиит. Преобразование каолинита в дикиит в мономинеральных песчаниках и новообразование гидрохлорид в поровых пространствах грубозернистых пород в осадочных толщах в результате проявления глубокого эпигенеза является широко известным фактом (Шутов, 1960; Коссовская, 1962; Вебешев, 1971б; Карпова, 1972; и др.).

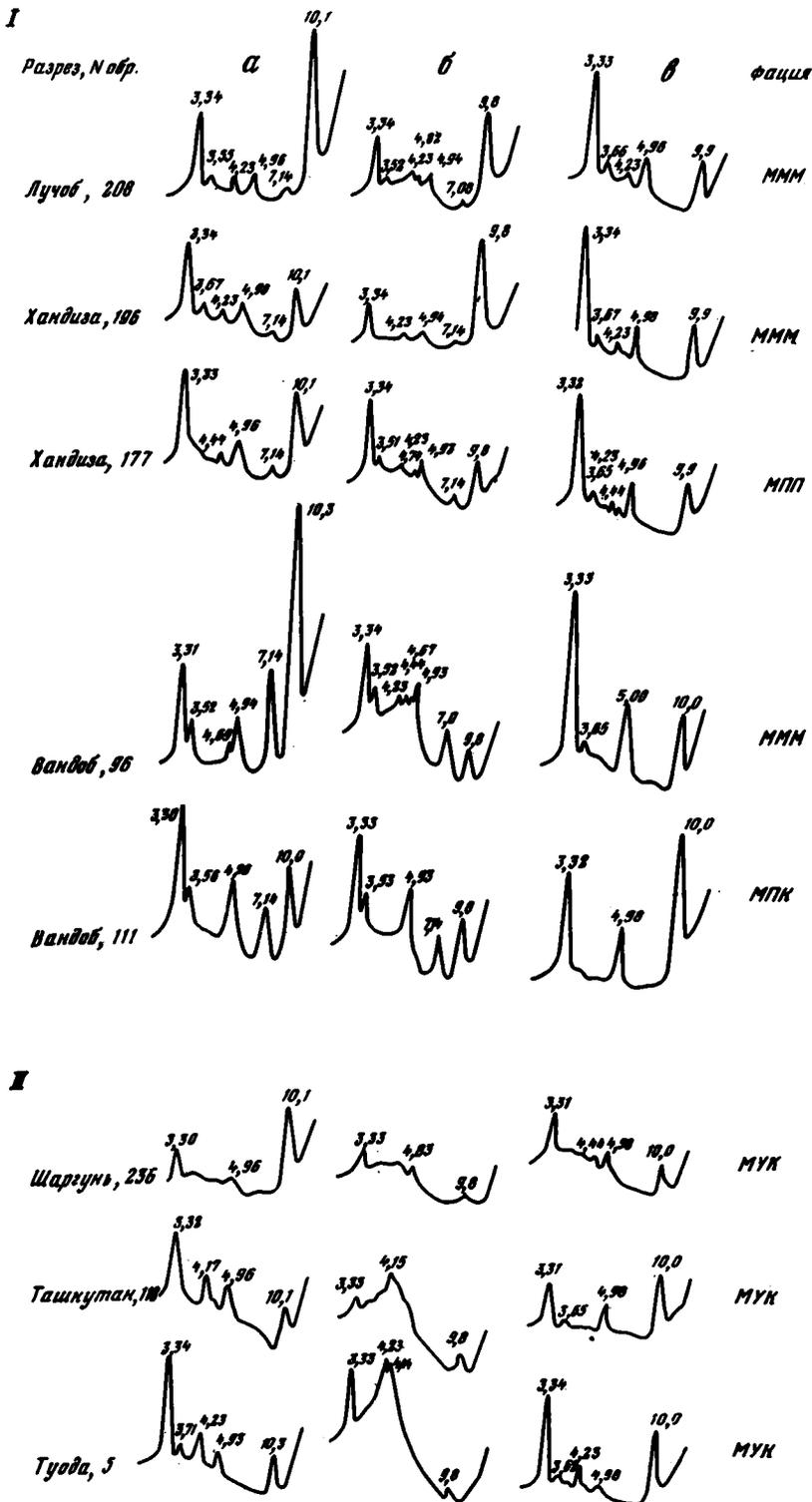


Рис. 10. Дифрактограммы глинистых минералов

I - каолинит-гидратированно-гидрослюдистая ассоциация, II - гидратированно-гидрослюдистая ассоциация

а - природный; б - насыщенный глицерином; в - прокаленный при t 550°C

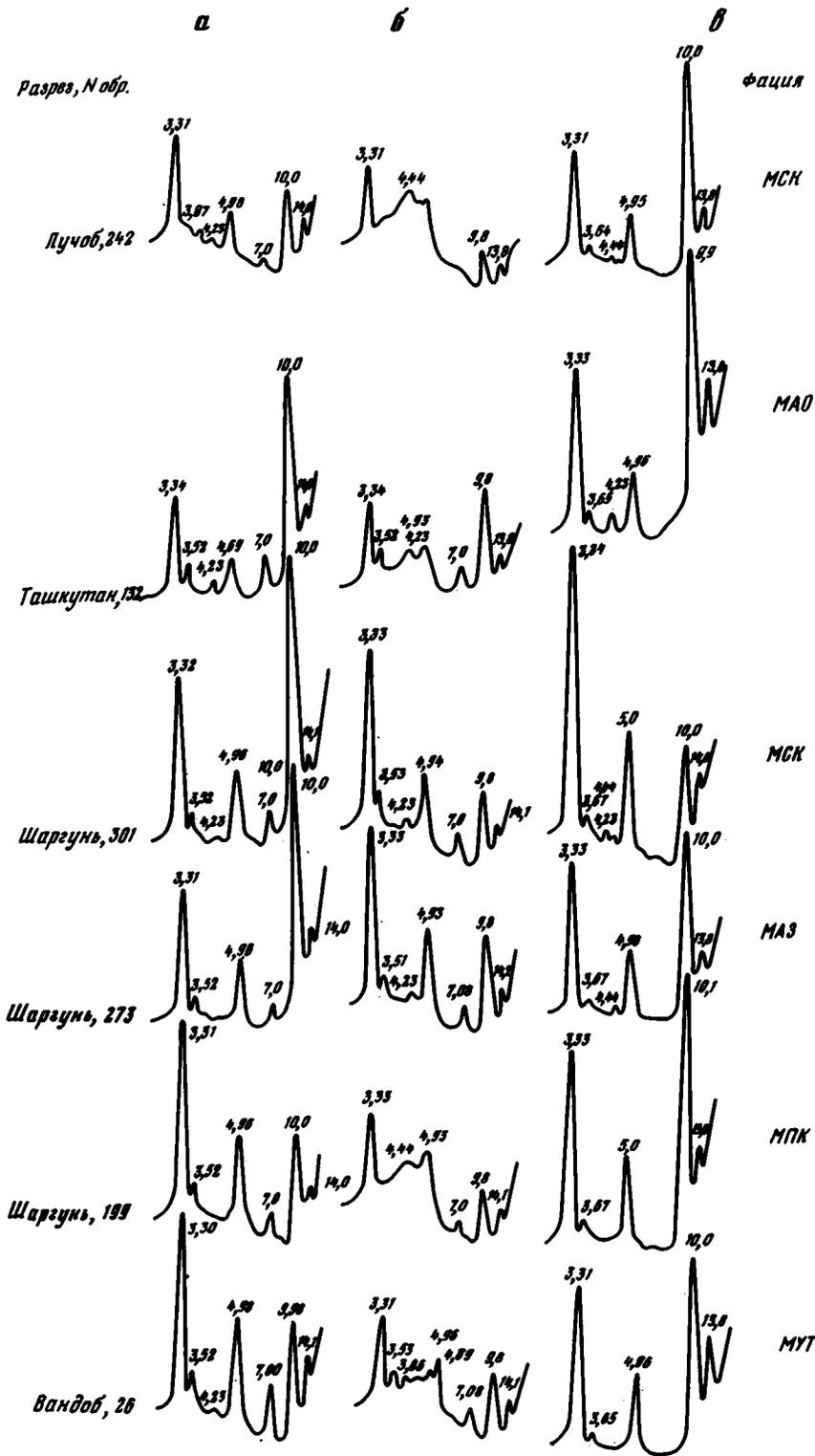


Рис. 11. Дифрактограммы глинистых минералов. Хлорит-гидратированно-гидро-
 рослюдистая ассоциация
 а - природный; б - насыщенный глицерином; в - прокаленный при t 550°C

По мере смены континентального режима осадконакопления морским количеством каолинита резко уменьшается, а в более глубоководных осадках он полностью исчезает, так как каолинит в условиях щелочной среды является неустойчивым минералом и преобразовывается в гидрослюда. Главным минералом в морских отложениях выступает гидрослюда (с примесью монтмориллонита). В морских глинисто-карбонатных аридных отложениях южного склона Гиссарского хребта отмечено появление и примеси хлорита. По всей вероятности, хлорит является аутигенным минералом. Образование хлорита в морском бассейне при повышенном содержании ионов Mg и Fe отмечается во многих работах (Коссовская, 1962; Зхус, 1966; Карпова, 1972; и др.).

Таким образом, глинистые минералы исследуемой территории имеют как аллотигенный, так и аутигенный генезис. В каждой конкретной генетической группе осадков формирование различных ассоциаций глинистых минералов зависело от тектонического режима региона, фациально-палеогеографических условий осадконакопления и от последующих процессов в стадии диагенеза и эпигенеза.

ГЕОХИМИЯ БОРА В ЮРСКОМ БАССЕЙНЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Глава IV КРАТКИЙ ОБЗОР ОБЩЕЙ ГЕОХИМИИ БОРА

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА БОРА

Бор принадлежит ко второму периоду и третьей группе периодической системы элементов Д.И. Менделеева. Впервые элементарный бор был получен в 1808 г. Г.Люссаком и Л.Тенаром восстановлением борного ангидрида с калием.

В чистом виде кристаллы бора не прозрачны, имеют серовато-черный цвет и металлический блеск. Плотность при 20°C составляет 2,33, твердость - 9, атомный вес - 10,811, температура плавления около 2200°C, кипения >2500°C.

В химических соединениях бор максимально трехвалентен и образует сравнительно ограниченное число соединений. Он имеет отчетливо выраженный металлоидный характер, хотя его аналоги Al, Ga, In, Tl - типичные металлы. В отличие от них бор образует гомеополлярные соединения. Бор - единственный элемент третьей группы периодической системы, который проявляет кислотные свойства. Они обусловлены сочетанием двух факторов: относительно высокой валентностью (3⁺) и малым радиусом иона В⁺, равным 0,20 Å (Гольдшмидт, Петерс, 1938) или 0,23 Å (Ahrens, 1952). При образовании гидроксидов В(ОН)₃ бор в результате небольшого размера своего катиона и близости отрицательно заряженного кислорода к положительно заряженному ядру настолько сильно притягивает к себе кислород гидроксидов, что отрывает его от водорода, образуя при этом анион ВO₃³⁻ и 3H⁺, что и обуславливает кислую диссоциацию. В результате химических реакций Н₃ВO₃, теряя молекулу воды, образует метаборную кислоту (НВO₂) и сложные диортоборную (Н₄В₂О₅) и тетраборную (Н₂В₄О₇) кислоты, а также еще более сложные изополикислоты. По своей природе борные кислоты являются слабыми: константы их диссоциаций: К = 5,8·10⁻¹⁰ (для Н₃ВO₃), К = 7,5·10⁻¹⁰ (для НВO₂) и К = 10⁻⁴ (для Н₂В₄О₇). Бор весьма инертен и напоминает в этом отношении кремний - элемент четвертой группы. Как все элементы второго периода, бор проявляет склонность к образованию ковалентных связей.

Бор - типичный литофильный элемент. В природе он встречается только в виде кислородных и реже - фтористых соединений. Бор не образует сульфидов, сульфатов и нитратов, т.е. у него отсутствует сидерофильная и халькофильная тенденция. Одним из его важнейших свойств является способность к комплексообразованию. Это объясняется тем, что катион бора обладает небольшим размером и сравнительно высокой валентностью. При образовании как изополикислот, так и гетерополикислот бор обладает координационным числом 3-4 и играет роль центрального атома, а силикаты и другие анионы - роль адендов, как следует из состава, например, сирлезита NaB(SiO₃)₂·H₂O. Самыми простыми являются ортобораты, содержащие отдельные ионы ВO₃³⁻ с

треугольной плоской симметричной структурой, например гамбергит - $\text{Be}_2[\text{BO}_3(\text{OH})]$.

Радикал борной кислоты способен также, соединяясь с кремниевой кислотой, образовывать ряд комплексных силикатов. Наиболее распространенными из них являются датолит - $\text{Ca}_2(\text{OH})_2[\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, аксинит - $\text{Ca}_2(\text{Mn, Fe}^{2+})\text{Al}_2 \cdot (\text{BO}_3)(\text{OH})[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$ и турмалин - $\text{Na}(\text{Mg, Fe, Al})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3(\text{OH, F})_4[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. В поверхностных условиях наиболее распространены соли борной кислоты с элементами первой и второй групп. При выпадении боратов из раствора одним из важнейших факторов является pH среды и химические свойства катионов, образующих эти соединения (Валяшко, Годе, 1960). Плоские треугольники группы BO_3 могут соединяться между собой через общие вершины, образуя бесконечные цепи, аналогичные пироксенам с формулой BO_2^- . Примером могут служить метабораты натрия и калия - $\text{Na}_3\text{B}_3\text{O}_6$ и $\text{K}_3\text{B}_3\text{O}_6$.

Тетраборат натрия, или бура, содержит ионы с общей формулой $\text{B}_4\text{O}_7^{2-}$, которые состоят, вероятно, из двойных цепей, аналогично амфиболам. Следует отметить, что только бораты щелочных металлов растворимы в воде, все остальные и особенно боросиликаты являются труднорастворимыми.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ БОРА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Бор является чрезвычайно рассеянным элементом. Основная его часть встречается в виде изоморфной примеси в различных минералах. Средние содержания его в земной коре, по данным некоторых авторов, приведены в табл. 6.

Таблица 6

Среднее содержание бора в земной коре (в вес.%)

Бор	Литературные источники (по Войткевич и др., 1970)	Бор	Литературные источники (по Войткевич и др., 1970)
0,001	Кларк, Вашингтон, 1924 г.	0,0012	Виноградов, 1962 г.
0,005	Ферсман, 1933-1939 гг.	0,001	Тейлор, 1964 г.

По величине атомного веса (10,811) бор относится, по А.Е. Ферсману (1931), к числу дефицитных элементов, атомный вес которых выражается формулой $4q + 3$. В природе бор встречается в виде двух изотопов с атомными весами 10 и 11. Их относительная распространенность составляет: $\text{B}^{10} = 19,61\%$, $\text{B}^{11} = 80,39\%$. Это редкий случай, когда нечетный изотоп преобладает над четным. К таким элементам, кроме бора, относятся H, Li, V, La, Ta. Бор, как и кремний, широко проявляет способность к полимеризации с формированием "гигантских" молекул. В связи с этим в природе широко распространены силикаты, в которых совместно находятся алюминий, бор и кремний.

Бор в различных породах земной коры распределяется крайне неравномерно. Например, морские осадочные породы содержат его в десятки и сотни раз больше, чем изверженные.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ

По данным А.П. Виноградова (1956, 1962), средние содержания бора в различных типах изверженных пород колеблются в широких пределах (табл. 7).

Содержания бора в ультраосновных и кислых породах выше, чем в средних и основных. Однако следует заметить, что по ультраосновным и средним

Таблица 7

Содержание бора (в %) в различных типах изверженных пород (Виноградов, 1956)

Породы				Источник
ультраосновные	основные	средние	кислые	
-	0,0003	0,0003	0,0003	Гольдшмидт, Петерс, 1938.
0,0030	0,0009	-	0,0015	Sahama, 1945 г.
-	-	-	0,0020	Landergren, 1945
0,0050	0,0012	0,0015	0,0006	Nokolds, Mitchell, 1944-1948 гг.
-	-	-	0,0020	Wasserstein, 1951 г.
-	0,0030	-	0,0030	Lundegardh, 1946 г.
-	0,0010	-	0,0015	Среднее, по данным авторов

Таблица 8

Среднее содержание бора (в %) в различных типах магматических пород (по В.Л. Барсукову, 1968)

Типы пород	Породы				
	ультраосновные			основные	
	дунит	перидотит	пироксенит	интрузивные	эффузивные
Нормальные	0,0001	0,0010	0,0015	0,0007	0,0006
Обогащенные	-	-	-	0,0024	0,0019
Общее среднее		0,0008		0,0009	

Таблица 8 (окончание)

Типы пород	Породы			
	средние		кислые	
	интрузивные	эффузивные	интрузивные	эффузивные
Нормальные	0,0014	0,0018	0,0017	0,0021
Обогащенные	0,0029	0,0070	0,0060	0,0060
Общее среднее		0,0024		0,0044

породам данных очень мало. Обобщая большой материал по изверженным породам, В.Л. Барсуков (1968) дал следующие средние содержания бора в различных типах изверженных пород (табл. 8).

Как видно, бором обогащены средние и кислые породы, В.Л. Барсуков разделяет гранитоиды на две группы. В первой содержание бора составляет 0,0003-0,0010%, во второй - 0,0025% и более. При этом допускается, что при формировании как нормальных гранитоидов, так и гибридных с повышенным содержанием бора существенную роль играют процессы палингенеза

и ассимиляции, за счет которых гранитоиды обогащаются седиментогенным бором. При образовании лейкократовых и пегматоидных гранитов, резко обогащенных бором, ведущая роль отводится процессам дифференциации магмы и отщепления остаточного расплава, обогащенного бором. Основными минералами-концентраторами бора в изверженных породах являются плагиоклазы, пироксены, амфиболы и в незначительной степени слюды. В кислых гранитоидах основным минералом-концентратором и минералом-носителем бора являются плагиоклазы (Барсуков, 1958, 1961, 1968; Лисицын, Хитров, 1962; Гетлинг, Савинова, 1958; Отрошенко, 1967, 1969). В них обнаружено от 0,0010 до 0,010% бора, в отдельных случаях до 0,012-0,016%. В свою очередь, в них сосредоточивается от 66 до 96% всего бора, находящегося в породе. С калиевым полевым шпатом связано незначительное количество бора - 0,0008-0,0030%. В средних и основных изверженных породах в виде основных минералов-носителей бора выступают пироксены и амфиболы (Лисицын, Хитров, 1962). В некоторых гранитах Горного Алтая повышенное количество бора обнаружено в мусковите из двуслюдяных гранитов (Косалс, Сухоруков, 1965). В биотите из гранитоидов магматического комплекса горы Чакалкаля обнаружено 0,0009-0,0011% бора. При этом установлено, что с ними связано около 30% бора всей породы (Отрошенко, 1969).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

В результате проявления метаморфизма исходные породы претерпевают изменения с перераспределением многих компонентов, в том числе и бора. При метаморфизме может высвободиться часть бора, который в благоприятных условиях накапливается и образует собственные борные минералы - датолит, турмалин, аксинит и др. Обогащенность бором некоторых древних метаморфических пород Центрального Казахстана, Средней Азии, Южной Якутии, Тиманского кряжа, Малого Хингана и Южного Урала показали Д.П. Сердюченко (1955, 1956, 1960, 1961), А.А. Алексеев (1969), В.В. Вировец, М.Ф. Зелин (1966) и многие другие. Часто наблюдается накопление бора в гидротермально-метаморфизованных породах. Так, процесс серпентинизации ультраосновных пород приводит к увеличению в них содержания бора (Барсуков, Курильчикова, 1957).

Таблица 9

Среднее содержание бора (в %) в различных метаморфических породах (по В.Л.Барсукову, 1968)

Порода	Бор	Количество анализов
Ставролит-парагонитовый сланец	0,0255	2
Андалузит-кордиеритовый "	0,0140	4
Дистен-парагонитовый "	0,0095	2
Гранат-биотитовый "	0,0040	1
Биотит-амфиболовый "	0,0015	2
Хлорит-амфиболовый "	0,0012	4

Весьма значительной бороносностью часто отличаются скарны, генетически связанные с интрузиями гранитоидов. Обогащение бором зон скарнирования объясняется формированием собственных борных минералов, а также накоплением его в таких скарновых минералах, как диопсид, геденбергит, гиперстен, роговая обманка и др. (Барсуков, 1966). При региональном метаморфизме происходит перераспределение бора в зависимости от активности процесса. В од-

них случаях в переслаивающихся песчано-глинистых породах происходит закрепление бора в решетке глинистых минералов, и это приводит к формированию локальных участков с повышенным содержанием бора (Хардер, 1965). В других случаях дальнейшее увеличение степени метаморфизма может привести к существенному снижению содержания бора. Это хорошо прослеживается при сравнении содержаний бора в породах различной степени метаморфизма (табл. 9).

Таким образом, содержание бора в метаморфических породах зависит прежде всего от его содержаний в исходной породе и от степени метаморфизма. В общем процесс метаморфизма приводит к некоторому снижению содержания бора в осадочных породах (Хардер, 1965).

БОР В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ И ФОРМЫ ЕГО НАХОЖДЕНИЯ

Первые работы по распределению бора в осадочных породах относятся к 30-м годам (Гольдшмидт, Петерс, 1938). Особенно усилился интерес к бору как индикатору среды осадкообразования за последние 10-15 лет (Landergrén, 1945, 1958; Goldberg, Arrhenius, 1958; Goldberg, 1961; Кейт, Дегенс, 1961; Walker, 1963; Хардер, 1965; Виноградов, 1967; и многие другие).

Содержание бора в осадочных породах колеблется в широких пределах и зависит от генезиса осадков, минералогического состава пород, наличия в них органического вещества и т.д. По данным А.П. Виноградова (1962), бором обогащены в основном окраинные части платформ, краевые прогибы, межгорные впадины, а также породы горно-складчатых сооружений. Так, в осадочных породах Малого Кавказа содержание бора колеблется от кларковых в карбонатных породах верхнего мела до 0,1% в нормально-осадочных и гипсоносных породах миоцена (Крайнов, 1964). Для кайнозойских глинистых сланцев Ломбардской впадины характерно повышенное содержание бора; в отдельных случаях оно доходит до 0,05% (Pieruccini, 1950). Весьма пестрой боросодержательностью характеризуются осадочные породы Предуралья, Предкавказского прогиба и мезо-кайнозойские отложения Средней Азии; содержание бора в последних колеблется от кларковых в известняках и гипсах до 0,022% в глинистых и соленосных отложениях (Вировец, Зенин, 1966). По сравнению с ними в осадочных породах Русской платформы установлены более низкие содержания бора, не превышающие кларковые (Гуревич, 1960). В целом обогащенность бором осадочных пород краевых прогибов, межгорных впадин и горно-складчатых сооружений по сравнению с платформенными отложениями зависит от интенсивности проявления в них магматизма и постмагматических процессов, влияния областей питания, а также проявления процессов вулканизма.

Кроме того, бором могут обогащаться породы и за счет галогенеза. Как известно, при выпаривании морской воды в эвтонической точке вместе с различными солями происходит выпадение боратов. Впервые на возможность выпадения бора в виде собственных минералов в процессе галогенеза из эвтонического раствора указывал в своих работах Я.Г. Вант-Гофф (1936); в дальнейшем этот факт был подтвержден многими исследователями (Николаев, 1947; Валяшко, 1953, 1961; Валяшко, Годе, 1960; Яржемский, 1968; Бойко, 1973; и многие другие).

Количество бора в тех или других породах прежде всего зависит от их вещественного состава. Низкие содержания бора установлены в известняках и доломитах; его количество в них составляет от 0,0001 до 0,0025% (Хардер, 1965; Turekian, Wedepohl, 1961; Бойко, 1973; и др.). Исключение представляют некоторые карбонатные породы, сформировавшиеся в стадию галогенеза. В этом случае его содержание может достигать 0,12% (Головко, 1960; Иванов, 1969). Установлено, что основное количество бора в карбонатных породах связано с терригенной примесью и главным его носителем является гли-

нистая фракция. Содержание бора в глинистой части известняков может достигать 0,02%, а в доломитах - до 0,03% (Хардер, 1965).

В гипсах и ангидритах концентрация бора варьирует в широких пределах - от следов до тысячных долей процента. Так, в гипсах различного генезиса Т.Ф. Бойко (1973) обнаружил бор от следов до 0,0026%.

В некоторых солях и соленосных глинах обнаружено повышенное содержание бора. В стасфуртских калийных солях (карналлитах) его количество достигает 0,1150 (Biltz, Morcus, 1911). Для верхнекамских калийных солей приводится 0,0248% бора (Морочевский, 1939).

В отдельных соленосных толщах обнаружены пониженные содержания бора. Например, в каменных и калийных солях Прикаспийской впадины его концентрация составляет 0,0063 и 0,0025% соответственно (Лепешков, 1939; Озол, 1957). Еще более низкие содержания бора (0,000п - 0,0010%) установлены для хлоридных солей различного генезиса (Бойко, 1973).

Столь значительные колебания содержания бора в различных хемогенных солях Т.Ф. Бойко объясняет условиями их образования и наличием в них различных примесей (терригенного материала, аутигенных борных минералов и т.д.). Он допускает, что вне зависимости от окружающих геологических условий в хлоридных солях, лишенных примесей, бор отсутствует. В тех случаях, когда они загрязнены терригенным материалом или присутствуют собственные борные минералы, содержание бора в них заметно увеличивается.

Что касается форм нахождения бора в карбонатных породах и солях, в литературе имеются различные мнения. Одни авторы (Головко, 1960; Иванов, 1969) в карбонатных и сульфатных образованиях допускают гетеровалентный изоморфизм между ионом BO_3^{2-} (2,68 Å) с близкими ему ионами CO_3^{2-} (2,57 Å) и SO_4^{2-} (2,95 Å). Однако такой тип изоморфизма практически трудно осуществим. Другие исследователи (Нам е.а., 1961; Галаховская, 1964) допускают возможность соосаждения бора с карбонатами и сульфатами в стадию их осаждения.

В песчано-гравийных породах содержание бора варьирует от $n \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-2}\%$ и зависит от их вещественного состава и фациальных условий формирования. В песчаниках основное количество бора связано с некоторыми породообразующими минералами - мусковитом, плагиоклазами и собственными борными минералами: турмалином, датолитом и др. (Хердер, 1965).

Повышенные содержания бора установлены в глинистых породах - в среднем 0,010% (Виноградов, 1967). Основное количество бора в них связано с глинистыми минералами (Landergren, 1945; Walker, Price, 1963; Walker, 1963; Eagar, 1962; Frederickson, Reynolds, 1960a; Виноградов, 1967; Акульшина, 1971; и др.). Главным носителем бора среди глинистых минералов является иллит, в котором содержится до 0,045% бора; меньше бора в каолините (0,017%) и монтмориллоните (0,0090%) (Хардер, 1965).

В бокситах Тихвинского и Дибадомского месторождений содержится 0,0095% бора, в Черемховских бокситах - 0,015% и в бокситах Мягкого - до 0,018% (Барсуков, 1968).

Количество бора в осадочных породах зависит также от условий их генезиса. Впервые на это обратили внимание В.М. Гольдшмидт и К.К. Петерс (1938): морские отложения содержат бора больше, чем их континентальные аналоги. Последующими многочисленными исследованиями (Landergren, 1945; Кейт, Дегенс, 1961; Хардер, 1965; Walker, 1963; Оборин, Залкинд, 1964; Гуляева, Лыгалова, 1965; и др.) и были подтверждены эти факты.

Повышенные содержания бора в морских и океанических отложениях объясняются адсорбцией бора из морской воды глинистыми минералами (Landergren, 1945; Frederickson, Reynolds, 1960a; Хардер, 1965; Виноградов, 1967). В связи с этим был предложен метод определения палеосолености по содержанию бора в существенно глинистых породах или в их глинистой части.

Так, М.Кейт и Э.Дегенс (1961) установили, что в сланцеватых морских глинах пенсильванской формации содержание бора составляет в среднем 0,0115%, в пресноводных - 0,0044%.

Г. Хардер (1965) обнаружил, что в соленосных глинах бора свыше 0,150%, в морских >0,010%, а в пресноводных глинах более низкие содержания бора. Хардер приходит к выводу, что бор может быть использован как показатель среды седиментации в случае глинистых пород, сформированных в едином бассейне осадконакопления с одной и той же областью сноса материала, и при условии слабого проявления в них постседиментационных процессов.

К. Уолкер (Walker, 1963) предлагает использовать в качестве индикатора палеосолености морских отложений бор, находящийся в иллите. Согласно его данным, для опресненных морских осадков характерно количество бора от 0,0153 до 0,0210%, в нормально-морских – до 0,0216%, в морских с повышенной соленостью вод – до 0,0353%, в слабо засоленных – 0,0530% и в эвапоритах – >0,0530%.

Некоторые исследователи (Spears, 1965; Акульшина, 1971) высказывают мнение, что основное количество бора в глинистые минералы внедряется в стадию выветривания материнских пород и что содержание его мало изменяется в процессе переноса глин и осаждения их из различных водных сред. В связи с этим указывается, что использование бора в глинах в качестве индикатора среды осадкообразования практически невозможно.

Резкие колебания содержания бора установлены также в различных осадочных железных рудах. Пресноводные озерные железные руды содержат 0,0003–0,0005% бора, в то время как морские – 0,03–0,04% (Хардер, 1965).

В терригенных осадочных породах бор присутствует в нескольких формах. В глинистых породах он находится в сорбированном состоянии и входит в кристаллическую решетку минерала-носителя. Впервые на адсорбированную форму бора в глинистых породах обратили внимание В.М. Гольдшмидт и К.К. Петерс (1938). В дальнейшем этот факт был подтвержден многочисленными экспериментальными данными (Хардер, 1965; Fleet, 1965; Letman, 1966; и др.). Значительная часть бора входит в глинистые минералы в результате изоморфного замещения Al и Si в тетраэдрической и октаэдрической координациях (Stubican, Roy, 1962; Хардер, 1965). Кроме того, бор в осадочных породах присутствует в виде различных бороносных минералов, особенно турмалина. Определенная часть его в осадках связана с органическим веществом.

БОР В ПОЧВАХ

В почвах бор находится в различном виде: в форме собственных минералов, бороорганических соединений и в виде сорбированного бора (Крайнов, 1964). Средние содержания бора в различных почвах СССР и некоторых зарубежных стран (табл. 10) приведены в работе А.П. Виноградова (1957). Как видно из табл. 10, содержания бора в почвах значительно колеблются. Такие колебания содержания бора зависят от типа почв и условий их формирования.

А.П. Виноградов (1957) все почвы по содержанию в них бора разделяет на две группы. Первая – с обычным содержанием бора (или низким); это в основном почвы древних равнин. Вторая – почвы с повышенным содержанием бора, развитые в геосинклинальных областях и связанные с молодым вулканизмом.

Установлено, что бором обогащены в основном верхние горизонты почв, за исключением засоленных почв, в которых и более низкие горизонты также содержат значительное количество бора. Содержание бора для почв земного шара близко к $1 \cdot 10^{-3}$ – $2 \cdot 10^{-3}$ %. При этом в среднем почвы содержат около 10% водорастворимого бора. Исключение составляют засоленные почвы, в которых содержание растворимой формы бора может достигать до 80% от общего его содержания в почве (Виноградов, 1957). Выяснено, что содержания бора обычно высокие в почвах, образованных на морских глинистых отложениях, а также на различных бороносных породах. Так, например, в почвах, развитых на серпентинитах Урала, обнаружено до $1 \cdot 10^{-1}$ % бора.

Таблица 10

Среднее содержание бора (в %) в различных почвах СССР и некоторых зарубежных стран (по А.П. Виноградову, 1957)

Почвы	Бор	Почвы	Бор
<u>СССР</u>		<u>США</u>	
Тундры	От следов до $1,2 \cdot 10^{-4}$	Штата Висконсин	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Средней полосы	$1,5-6,6 \cdot 10^{-4}$	Штата Джорджия	$3,3 \cdot 10^{-3}$
Лесные (Казани, Тульской области, Майкопа)	$1,2-8 \cdot 10^{-4}$	Разных штатов Флориды	$3 \cdot 10^{-3}; 5,6 \cdot 10^{-3}$
Черноземы Русской равнины (каштановые почвы полупустынь)	От $1,1-8,5 \cdot 10^{-4}$ до $1,2 \cdot 10^{-3}$	Калифорнии	$1 \cdot 10^{-3}$
Сероземы, солончи и солончаки (Прикаспийской степи)	От $2,0 \cdot 10^{-3}$ до $2,1 \cdot 10^{-2}$	<u>Индия</u>	
Красноземные	$1,5-6,0 \cdot 10^{-4}$	Пенджаба	$5,2 \cdot 10^{-3}$
		Бенгалии	$3,3 \cdot 10^{-3}-1 \cdot 10^{-2}$
		<u>Франция</u>	
		Из различных мест	$1,6 \cdot 10^{-3}$
		<u>Япония</u>	
		Разные	$2,3 \cdot 10^{-3}$

На увеличение его содержания в почвах могут влиять грунтовые бороносные воды. Особенно это проявляется в районах с аридным климатом. Значительную роль в накоплении бора в почвах играют атмосферные осадки в приморских районах и вулканическая деятельность.

БОР И ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

В заметных количествах бор концентрируется в различных организмах и растениях. В.М. Гольдшмидт и К.К. Петерс (1938) обнаружили в морских растениях 0,0157% и в морских организмах 0,0034-0,0157% бора. Исследованиями Г.А. Глебовича (1946) установлено, что в морских растениях содержание бора колеблется от 0,0117 до 0,0297%, в отдельных случаях оно доходит до 0,0857% (на сухое вещество). В наземных растениях количество бора колеблется от 0,00062 до 0,0052%. По данным М.Я. Школьника (1950), в споровых растениях на сухое вещество установлено от 0,0066 до 0,0172%, в голосеменных от 0,0008 до 0,0042%, в покрытосеменных от 0,0015 до 0,0081% бора. В различных морских животных организмах бора обнаружено от 0,00015 до 0,00716%. В раковинах некоторых палеозойских брахиопод содержится от 0,03 до 0,12% бора (Прокофьев, Ермакова, 1963).

Повышенное содержание бора отмечено в углях и нефтях. В некоторых углях содержание бора колеблется от 0,025 до 0,86% (Хардер, 1965). В углях Забайкалья установлено от 0,0052 до 0,227% бора (Поделько, 1965). По данным С.М. Катченкова (1952), максимальное содержание бора в углях и нефтях может доходить до 0,3%. В золе нефтей мезозоя Дагестана обнаружено от 0,0012 до 0,12% бора (Гецуе, 1961). Для золы нефтей Куйбышевской и Оренбургской областей установлено от 0,005 до 0,3% бора (Иванов, 1957). Л.А. Гуляевой (1942) в солоноводных сапропелях обнаружено от 0,0149 до 0,0270% бора. При этом высокие содержания бора в них объясняются влиянием битумного органического вещества.

Повышенное содержание бора в некоторых видах растений и организмов исследователи объясняют накоплением его в процессе их жизнедеятельности. Что касается форм нахождения бора в органическом веществе, то в литературе высказывается мнение, что он в них находится в виде сложных комплексных бо-

орорганических соединений (пектины, спирты и т.д.) и в сорбированном состоянии (Гольдшмидт, Петерс, 1938; Глебович, 1946; Школьник, 1950; и др.). Таким образом, как видно из приведенных данных, органическое вещество играет существенную роль в распределении бора в осадочном процессе.

О геохимии бора в различных типах вод имеется довольно обширная литература. Здесь мы не будем касаться этого вопроса, так как в соответствующих разделах рассматривается распределение бора в поверхностных водах.

* * *

Резюмируя литературный обзор по геохимии бора в осадочном процессе, следует обратить внимание на недостаточную изученность многих аспектов поведения бора в цикле литогенеза.

До сих пор остается открытым вопрос о распределении различных форм бора в пределах континентальных и морских отложений. Имеющиеся в литературе данные являются весьма усредненными: приводятся средние содержания бора в целом для двух крайних групп отложений — континентальных и морских.

Дискуссионным является также и вопрос о возможности использования бора в качестве индикатора среды осадкообразования. Поэтому в настоящей работе сделана попытка подробного изучения геохимии бора на примере полифациальных юрских отложений Гиссарского хребта и оценки индикаторных свойств отдельных форм бора на надежной геологической и литолого-минералогической основе.

Глава V

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БОРА В ДОЮРСКИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ЮРСКИХ ПОЛИФАЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В полевых условиях произведено послойное описание 15 разрезов с использованием метода детального литолого-фациального анализа. Образцы отбирались с таким учетом, чтобы охарактеризовать все генетические типы и фации в каждом разрезе. При этом применялся метод случайного стратифицированного опробования (Крамбейн, Грейбилл, 1969). Из алевролитов и аргиллитов пробы отбирались из закопшек глубиной 30–40 см. Из гравелитов, песчаников и известняков откальвались свежие куски пород. В камеральных условиях породы дробились до 200 меш, квартовались и анализировались на валовый бор.

Для выяснения минерала-концентратора бора породы из различных фаций подвергались гранулометрическому анализу с выделением ряда фракций ($>0,1$; $0,1-0,01$; $0,01-0,001$ и $<0,001$ мм), и в каждой из них определялось количество бора. Кроме того, анализ бора производился в минералах тяжелой фракции, некоторых породообразующих минералах и в гальках различных пород. Для выяснения влияния органического вещества на распределение бора в осадках проводилось определение $C_{орг}$ во всех литологических типах пород по общепринятой методике.

Определение бора выполнялось количественным спектральным анализом с использованием безборных медных электродов по методике, разработанной в Институте геологии АН Таджикской ССР (Шиллинг, Пометун, 1959) и впоследствии усовершенствованной в Институте почвоведения АН Таджикской ССР (Алиханова, 1964).

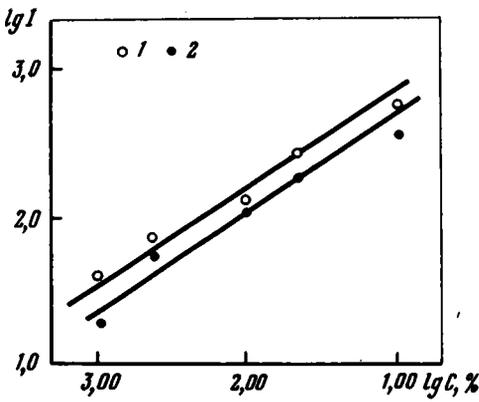


Рис. 12. Градуировочный график для определения бора по линии В-2479,73 Å

1 - песчаники, глины; 2 - известняки, гипсы

Спектры снимались на спектрографе ИСП-28 с трехлинзовой осветительной системой. Сила тока 10 А, дуга вертикальная, электроды медные, диаметр 6 мм. Конец верхнего электрода заточен в клин. Проба закрепляется на торце нижнего электрода, смазанного тонким слоем силикатного клея (отсутствие бора в силикатном клее

проверялось спектрально). Спектры фотографировались, не дожидаясь высыхания клея. Экспозиция составляла одну минуту. Щель 0,015 мм, фотопластинки спектральные типа 1. В качестве буфера использовался калий сурьяно-виннокислый в соотношении с пробой 1:1. Искусственная основа готовилась согласно данным "Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений". Ее состав подбирался в отдельности для силикатных и карбонатно-сульфатных пород (в %).

Для силикатных пород

SiO ₂	- 55
Al ₂ O ₃	- 25
Fe ₂ O ₃	- 10
CaO	- 4
KCl	- 4
MgO	- 2
<hr/>	
Σ _{комп}	- 100

Для карбонатных и сульфатных пород

CaCO ₃	- 85
MgO	- 7
SiO ₂	- 55
Al ₂ O ₃	- 25
Fe ₂ O ₃	- 10
CaO	- 4
KCl	- 4
MgO	- 2
Fe ₂ (SO ₄) ₄	- 4
<hr/>	
Σ _{комп}	- 100

4

Градуировочные графики строились по данным пяти эталонов с содержанием бора от 0,0012 до 0,103% (рис. 12), фотометрировалась аналитическая линия бора 2497,73 Å, элементом сравнения служила сурьма и линия 2478,37 Å.

Относительная ошибка метода $\pm 5-10\%$ при однократном определении. При двукратном и трехкратном она сокращается до $\pm 2,5-5\%$. В каждой пробе определялся бор двукратно и брались средние значения; чувствительность метода 1.10-4%.

Кроме валового бора, в алеврито-глинистых породах определялось количество силикатного и растворимого бора. Для определения силикатного бора исходная проба обрабатывалась 5%-ным раствором HCl по методике В.Н. Лыгалевой и Ф.А. Захаровой (1963), и в нерастворимом остатке определялся бор.

Затем находили количество растворимого бора по формуле

$$B_{\text{раств}} = A - X_{\text{сил}},$$

где $B_{\text{раств}}$ - количество растворимого бора, A - содержание валового бора и $X_{\text{сил}}$ - бор силикатный (бор в нерастворимом остатке).

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ БОРА
КАК ЭЛЕМЕНТА-ИНДИКАТОРА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

В исследовании геохимии бора в осадочном процессе одним из важнейших вопросов является выяснение форм нахождения и миграции бора в зоне гипергенеза.

На перенос бора оказывают влияние ряд факторов: растворимость соединений бора, наличие ионов осадителей, рН среды, процессы соосаждения, адсорбция глинистыми частицами, органическое вещество и т.д. Однако до настоящего времени в литературе практически отсутствуют данные о физико-химических свойствах и формах нахождения бора в водных средах.

Одной из характерных особенностей бора в зоне гипергенеза является то, что он интенсивно адсорбируется глинистыми минералами, тонкорассеянным органическим веществом и соосаждается с гидроокислами некоторых металлов. Экспериментально установлено, что адсорбция бора глинами зависит от рН среды, концентрации бора в растворе, от температуры и солености воды (Хардер, 1965; Fleet, 1965; Lemay, 1966). Лучшим минералом-сорбентом является гидрослюда (иллит), хотя монтмориллонит и каолинит также сорбируют некоторое количество бора. Отмечается, что на количество сорбированного иллитом бора не влияет его первоначальное содержание в минерале, и допускается, что процесс включения бора в решетку глинистых минералов происходит во время адсорбции, в результате чего нарушается сорбционное равновесие и продолжается захват бора глинами (Fleet, 1965).

Процесс сорбции бора глинами подчиняется закону Фрейндлиха:

$$a = k \cdot C^{1/n},$$

где константы k и n - зависят от природы сорбента, a - количество адсорбированного элемента на единицу веса сорбента, C - его концентрация в растворе.

Повышенное содержание бора в некоторых почвах (Hatcher e.a., 1967) объясняют процессом адсорбции гидроокисью алюминия. По-видимому, поглощение бора гидроокислами связано не с явлениями адсорбции, а, скорее всего, с процессами соосаждения (Валяшко, 1953 и др.). По экспериментальным данным (Мун и др., 1971), максимальное соосаждение борат-ионов гидроокислами тяготеет к области рН 8-8,5. При этом было установлено, что при рН 8-8,5 бор полнее соосаждается с гидроокислами алюминия и железа. При концентрациях 0,0005 моль/л гидроокислы алюминия и железа извлекают 55-60% бора. Несколько меньше соосаждается бор с гидроокислами четырехвалентных элементов.

Таблица 11

Уравнения состояния гидролизных форм бора

Реакция	Уравнение состояния	рК
$B^{3+} + H_2O = B(OH)^{2+} + H^+$	$\lg \{B(OH)^{2+}\} : \{B^{3+}\} = -6,82 + pH$	6,82
$B(OH)^{2+} + H_2O = B(OH)_2^+ + H^+$	$\lg \{B(OH)_2^+\} : \{B(OH)^{2+}\} = -7,12 + pH$	7,12
$B(OH)_2^+ + H_2O = B(OH)_3^0 + H^+$	$\lg \{B(OH)_3^0\} : \{B(OH)_2^+\} = -7,62 + pH$	7,62
$B(OH)_3^0 + H_2O = B(OH)_4^- + H^+$	$\lg \{B(OH)_4^-\} : \{B(OH)_3^0\} = -9,20 + pH$	9,20
$B(OH)_4^- + H_2O = B(OH)_5^{2-} + H^+$	$\lg \{B(OH)_5^{2-}\} : \{B(OH)_4^-\} = -12,10 + pH$	12,10
$B(OH)_5^{2-} + H_2O = B(OH)_6^{3-} + H^+$	$\lg \{B(OH)_6^{3-}\} : \{B(OH)_5^{2-}\} = -13,40 + pH$	13,40

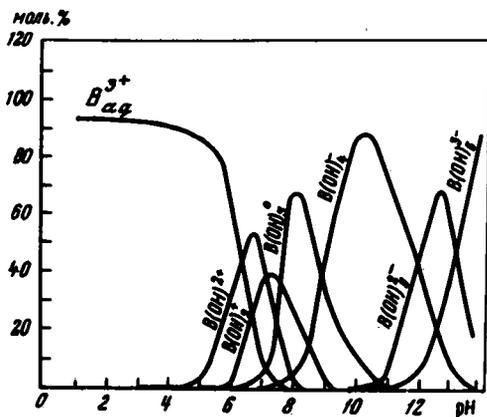
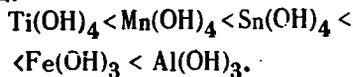


Рис. 13. Распределение гидролизных форм бора в зависимости от pH среды

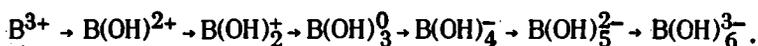
По способности соосаждать бор гидроокислы образуют следующий ряд:



Как видно из этого ряда, с увеличением основности элементов увеличивается соосаждение бора с ними.

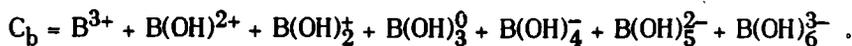
Одним из важных факторов соосаждения является pH среды. С увеличением кислотности растворов наблюдается уменьшение соосаждения. Это связано, по всей вероятности, с изменением состояния бора в водных растворах. Отмечается, что в щелочной среде (pH 9) соосаждение также уменьшается; это объясняется конкурирующим влиянием гидроксильных ионов (Мун и др., 1971). Установлено, что при концентрациях бора в растворе, составляющих $5 \cdot 10^{-4}$, $5 \cdot 10^{-3}$ и $5 \cdot 10^{-2}\%$, соосаждение бора изменяется незначительно.

Для выяснения механизма и форм миграции бора в природных водах необходимо рассмотреть термодинамику системы бор-вода. Расчет термодинамических величин бора и его гидролизных форм приводился по аналогии с элементами III группы (Адамчук и др., 1973). Для элементов III группы изучены процессы моноядерного гидролиза (Schofield, Taylor, 1954; Bjergum, 1957-1958; Полинг, 1964; Назаренко, Невская, 1969; и др.). Для бора моноядерный гидролиз должен протекать по схеме:



Для каждой гидролизной формы ионов бора были выведены уравнения состояния по методике Р.Гаррелса (1962) (табл. 11).

Данные показывают, что процесс гидролиза бора зависит главным образом от pH среды. Ввиду этого интересно рассмотреть указанный процесс в координатах pH — концентрация ионов бора. Уравнение баланса моноядерного гидролиза бора можно записать в таком виде:

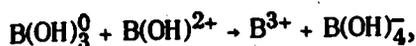


С использованием констант реакции гидролиза (Наумов, 1971) по методике М.М. Булатова и И.П. Калинин (1965) были рассчитаны молярные проценты содержания различных форм бора для фиксированных значений pH. Следует подчеркнуть, что данные баланса бора рассчитаны для его микроколичеств (10^{-4} — 10^{-6} вес.%) в водной среде и показывают присутствие водорастворимых форм бора при μ от 0,1 до 0,8. Из графика (рис. 13) видно, что:

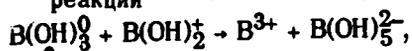
- 1) с увеличением pH раствора усложняются формы ионов бора от B^{3+} до B(OH)_6^{3-} ;
- 2) в нейтральной и слабокислой среде преобладают положительно заряженные ионы бора;
- 3) при pH < 5 основной формой нахождения бора в водных растворах является B^{3+} ;
- 4) в интервале pH 5-7 заметную роль играют ионы B(OH)^{2+} и B(OH)_2^+ ;
- 5) с увеличением pH выше 7,5 главной формой нахождения бора в водных растворах являются борная кислота и отрицательно заряженные гидроксидные комплексы бора;

6) в интервале pH 9,5 - 12 главной водорастворимой формой бора является $B(OH)_4^-$.

7) в области низких концентраций бора (низких его активностей) возможно взаимодействие отрицательно и положительно заряженных ионов бора с освобождением B^{3+} ; здесь возможны реакции типа



$$\Delta G_{\text{реакции}}^0 = + 2,4 \text{ ккал/моль};$$



$$\Delta G_{\text{реакции}}^0 = + 10,3 \text{ ккал/моль};$$

такой механизм освобождения бора вероятен в слабощелочной среде;

8) результаты термодинамического расчета процесса мооядерного гидролиза бора согласуются с немногочисленными литературными данными (Goldberg, 1961; Letman, 1966) о существовании бора в морской воде (при pH от 8 до 10) в виде $B(OH)_3^0$ и $B(OH)_4^-$.

В некоторых работах допускается, что наряду с мооядерным гидролизом бора с изменением pH среды возможна полимеризация перечисленных форм бора с образованием ди-, три- и т.д. мерных гидроксидных комплексов, как положительно, так и отрицательно заряженных, общего вида $B_n(OH)_m^p$ (Letman, 1966; Власова, 1966). Таким образом, для бора, кроме продуктов мооядерного гидролиза, характерны продукты их полимеризации и комплексобразования. В этих комплексах роль центрального атома играет бор - B^{3+} , а лиганды - гидроксил-ион OH^- .

В разбавленных водных растворах допускается присутствие и отрицательно заряженных полимерных ионов типа $B_3O_3(OH)_4^-$, $B_4O_5(OH)_3^-$ и т.д. (Fleet, 1965; Letman, 1966; Власова, 1966).

Термодинамические расчеты полиядерного гидролиза (Адамчук, Пачаджанов, 1973) дают основания допустить существование изовалентного ряда гидроксидных комплексов элементов III группы, в том числе и бора, с отношением $\Delta(pH^{3+}) : \Delta[m(OH)] = 1:3$, дающие гидроксидные комплексы вида $R_n(OH)_{m+3n}^{\pm}$. Кроме того, при постоянной концентрации аденда, возможно, образуются изомерные гетеровалентные полимеры вида $R_n(OH)_m^{3-n}$, где $n = \text{const}$. Наряду с гидроксидными комплексами могут существовать также аквагидроксидные комплексы вида



Таким образом, термодинамический анализ системы бор - вода показывает, что с увеличением pH возможно формирование сложных гидроксидных комплексов бора и образование его отрицательно заряженных форм. Следовательно, при осаждении из вод с pH > 7,5 (морские воды) глинистые отложения должны содержать больше бора по сравнению с пресноводными, так как глины в этих условиях обычно несут положительный заряд, что благоприятствует адсорбции ими отрицательно заряженных гидроксидных комплексов бора. Этот факт в сочетании с экспериментальными данными о максимуме соосаждения бора гидроксидными металлами (главным образом Al, Fe, Mn) при pH 8-9 создает предпосылки для использования его в качестве элемента-индикатора среды седиментации.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В НЕКОТОРЫХ ТИПАХ МАТЕРИНСКИХ ПОРОД И В ДОЮРСКИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

При исследовании индикаторных свойств бора в осадочном процессе важнейшей задачей является учет влияния питающих провинций на уровень содержания бора в осадках и выяснение поведения бора в корях выветривания.

Таблица 12

Содержание бора (в %) в главных типах изверженных пород

Порода	Возраст	Бор	Порода	Возраст	Бор
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>			Кварцевый альби-	P	0,0010
Гранодиорит	C ₁₋₂	0,0018	тофир		
Мелкозернистый	C ₃	0,0010	Кварцевый порфир	P	0,0010
калиевополевоша-			Фельзитофир	P	0,0010
товый гранит			Липарит	P	0,0013
Монцодиорит	P	0,0020	<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>		
Биотитовый гранит	C ₂₋₃	0,0010	Диорит	C ₂	0,0006
Двуслоидный гранит	C ₃	0,0017	Гранодиорит	C ₂	0,0028
Гранодиорит-гранит	C ₂₋₃	0,0010	Биотитовый гранит	C ₃	0,0010
Аплитовидный тур-	C ₃	0,046	Аплитовидный гранит	C ₃	0,0011
малиновый гранит			Андезитовый порфирит	C ₁	0,0048
Мелкозернистый	C ₃	0,0010	Туф	C ₁	0,0022
гранит			Туфопесчаник	C ₁	0,0013

При накоплении юрских отложений исследуемого региона питающими провинциями были в основном изверженные породы Гиссарского хребта и развитые по ним коры выветривания. Ввиду этого прежде чем рассмотреть геохимию бора в юрских отложениях, вкратце остановимся на распределении и поведении бора в главных типах изверженных пород Гиссарского хребта и их доюрских корях выветривания.

Распределение бора в материнских породах. Образцы различных типов гранитоидных и эффузивных пород Гиссарского хребта любезно были предоставлены проф. А.Х. Хасановым (Геологический факультет Таджикского государственного университета).

Результаты количественного спектрального анализа показали, что содержания бора в этих образцах колеблются от 0,0010 до 0,0048% (табл. 12), что близко его кларковым содержаниям для средних и кислых пород (Барсуков, 1968). Исключение составляют лишь аплитовидные граниты южного склона Гиссарского хребта, для которых характерны резко повышенные содержания бора (0,046%), что объясняется присутствием в них значительных количеств турмалина.

Поведение бора в корях выветривания. Послепалеозойский этап геологической истории исследуемого региона характеризуется эпохой пенепленизации и корообразования. Климатические и тектонические условия триасового периода привели к формированию мощных кор выветривания, которые имели в прошлом более широкое площадное распространение в южных и юго-западных отрогах Гиссарского хребта (Балагурова и др., 1964; Троицкий, 1967; и др.). В настоящее время мы видим только их реликты. Они обнажаются в основании юрских отложений и имеют с ними резкие контакты с размывом. Часто отмечаются переотложенные продукты кор выветривания в составе юрских отложений. Коры выветривания формировались на различных типах пород: гранодиоритах, гранитах, монцодиоритах, основных, средних и кислых эффузивах и осадочно-метаморфических породах. В зависимости от стадии процесса выветривания и сохранности кор выветривания от размыва выделяются следующие зоны: неизмененных пород, дезинтеграции, гидрослюдизации, каолинизации и ожелезнения.

Для оценки миграционной подвижности бора в корях выветривания по сравнению с породообразующими элементами были проанализированы породы различных зон коры выветривания (табл. 13). Исходя из того, что железо в коре выветривания сравнительно неподвижно (Педро, 1971), вынос и накопле-

ние бора и породообразующих компонентов оценивали, умножая исходное содержание элементов в каждой зоне на коэффициент накопления железа (табл.14). Результаты пересчетов показывают, что вынос и накопление бора зависит от типа исходной породы и стадии процесса выветривания.

1. При дезинтеграции и гидрослюдизации гранодиоритов нами установлено, что изученные элементы выносятся в следующем порядке:



накапливаются:



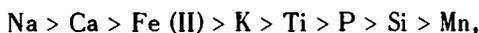
2. Из продуктов зон дезинтеграции и гидрослюдизации гранитов выносятся:



накапливаются:



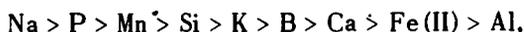
В результате дальнейшего преобразования пород (каолинизация) выносятся:



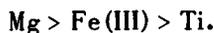
накапливаются:



3. При каолинизации кислых эффузивов выносятся:



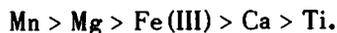
накапливаются:



4. В случае гидрослюдизации и каолинизации эффузивов основного и среднего состава выносятся:



накапливаются:



В результате дальнейшего преобразования пород (каолинизация и ожелезнение) выносятся:



накапливаются:



Исследования поведения бора в корках выветривания, образованных на различных типах пород, показывают, что бор интенсивно выносится (от 48 до 82%) из материнских пород на начальных и средних этапах выветривания (при дезинтеграции, гидрослюдизации и каолинизации). При этом количество выносимого бора зависит от петрографического состава пород. Более интенсивно бор выносится из эффузивов основного и среднего состава и менее интенсивно – из кислых эффузивов и различных гранитоидных пород. Это, очевидно, обусловлено формой нахождения бора в породах: в основных породах он находится главным образом в виде изоморфной примеси в темноцветных минералах и основных плагиоклазах, в кислых породах преимущественная часть его связана с кислыми плагиоклазами и с кварцем. Темноцветные минералы и основные плагиоклазы разрушаются в первую очередь, а затем – кислые плагиоклазы и кварц. Этим объясняется более интенсивный вынос бора при выветривании основных пород по сравнению с кислыми эффузивами и грани-

Таблица 13

Результаты силикатного анализа пород кор выветривания Гиссарского хребта

Породы	Зона	Количество анализов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Эффузивы кислого состава (фельзиты, дациты, липариты и т.д.)	Неизмененных пород	3	72,2	15,3	0,82	0,6	0,032
	Каолинизации	3	68,0	26,0	2,9	0,93	0,01
Монцодиориты	Неизмененных пород	1	60	14	2,57	3,36	0,11
	Дезинтеграции и ожелезнения	1	60	13	9,6	1,29	0,06
Граниты	Неизмененных пород	1	75	14,6	0,6	0,36	0,01
	Дезинтеграции и гидрослюдизации	1	72	13,0	1,1	0,75	0,038
	Гидрослюдизации и каолинизации	1	74	16,5	1,92	0,25	0,040
"	Неизмененных пород	4	74	12,1	0,66	0,98	0,07
	Дезинтеграции и гидрослюдизации	4	71	16,0	4,2	1,45	0,05
Гранодиориты	Неизмененных пород	1	64	13,7	1,27	2,91	0,01
	Дезинтеграции и гидрослюдизации	1	62	26	5,7	0,10	0,13
Эффузивы основного и среднего состава	Каолинит-гидрослюдистая	1	51	24,0	9,7	0,43	0,005
	Гидрослюдисто-каолинистая	1	49	22	16,3	0,21	0,22
	Каолинизации и ожелезнения	1	32,0	36	6,9	14,5	0,003
Переотложенные продукты коры выветривания (глины)	-	1	52	23	6,8	0,72	0,005
	-	1	49	35	0,97	0,57	0,01
	-	1	43	22	19,4	0,32	0,040

(содержание, %)

TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	В _{вал}	В _{гл. фр}
0,16	0,25	0,5	3,3	4,1	0,4	1,28	0,0011	-
0,52	1,12	0,7	0,14	4,5	0,1	-	0,0013	0,0096
0,25	2,62	2,5	2,96	4,0	0,17	2,2	0,0020	-
0,6	2,38	3,0	3,08	3,8	0,16	2,2	0,0020	0,0066
0,26	0,25	0,5	3,48	2,5	0,12	1,1	0,0012	-
0,25	0,50	1,5	3,64	2,7	0,16	1,65	0,0011	-
0,20	1,38	0,2	0,16	1,0	0,13	1,1	0,0014	0,0017
0,20	0,50	0,75	3,7	3,3	0,15	0,55	0,0018	-
0,65	1,7	0,9	3,0	0,72	0,15	0,82	0,0011	-
0,67	2,0	4,0	3,28	3,0	0,15	1,1	0,0018	-
1,20	0,5	0,5	0,1	1,8	0,15	-	0,0012	0,0018
0,95	0,25	0,3	0,14	4,9	0,5	1,1	0,0063	0,0060
1,55	0,62	0,4	0,12	2,3	0,2	1,1	0,0018	0,0010
3,0	1,12	0,2	0,08	0,2	0,12	0,55	0,0013	-
1,48	0,88	0,4	0,20	5,5	0,15	1,1	0,0063	0,0030
1,30	0,44	0,2	0,12	2,8	0,14	0,55	0,0050	0,0020
1,65	0,62	0,6	0,16	3,1	0,13	0,55	0,0060	0,0071

Таблица 14

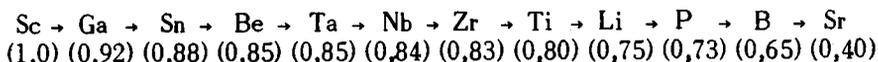
Коэффициенты выноса и накопления порообразующих элементов и бора в различных

Степень изменения пород	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Каолинизация эффузивов кислого состава	0,64	0,36	<u>0,33</u>	<u>0,41</u>
Дезинтеграция и гидрослюдизация моноклиоритов	0,78	0,79	<u>0,17</u>	0,92
То же, гранитов	0,50	0,54	0,05	<u>0,09</u>
Гидрослюдизация и каолинизация гранитов	0,10	<u>0,11</u>	<u>0,53</u>	<u>0,70</u>
Дезинтеграция и гидрослюдизация гранитов	0,71	<u>0,60</u>	<u>0,93</u>	0,55
То же, гранодиоритов	0,26	<u>0,46</u>	<u>2,45</u>	0,97
Гидрослюдизация и каолинизация эффузивов основного и среднего состава	0,41	<u>0,43</u>	<u>0,04</u>	0,70
Каолинизация и ожелезнение эффузивов основного и среднего состава	0,53	<u>0,20</u>	0,70	<u>49,0</u>

Примечание. Подчеркнутые цифры – накопление элементов.

тоидными породами. Кроме того, при более глубоких стадиях выветривания пород вынос бора постепенно снижается, а уже на стадии интенсивной каолинизации и ожелезнения происходит накопления бора в продуктах выветривания. Накопление бора на этих стадиях объясняется фиксацией его образующимися глинистыми минералами (гидрослюдой и каолинитом). Также возможно соосаждение его определенной части с гидроокислами различных металлов, главным образом железом и марганцем. Подтверждением служит накопление бора в бокситах и в глинистой части пород коры выветривания (см. табл. 13).

Полученные данные позволяют сделать вывод, что бор относится к числу подвижных элементов; это хорошо согласуется с литературными данными. Так, Т.Ф. Бойко (1973) показал, что бор в корях выветривания гранитоидных пород занимает предпоследнее место в ряду устойчивости среди некоторых редких элементов к процессам выветривания.



При этом установлено, что на стадии каолинизации гранитов примерно 35% бора от его исходного содержания в породе выносятся за пределы кор выветривания.

Таким образом, в бассейне осадконакопления на начальных этапах корообразования бор поступает в большем количестве в растворенном виде. А на стадиях более глубокого выветривания материнских пород он в основном выносятся с глинистыми минералами.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ БОРА В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В литературе отсутствуют данные по распределению бора в древних аллювиальных отложениях, за исключением некоторых работ (Тимофеев, Валиев, Пачаджанов, Буриченко, 1973, 1974). Р. Поттер и др. (Potter et al., 1963) для пресноводных осадков в целом приводят среднюю цифру содержания бора $4,0 \cdot 10^{-3}\%$, при колебании от $0,8 \cdot 10^{-3}$ до $8,3 \cdot 10^{-3}\%$.

О содержаниях бора в современных речных водах опубликовано много работ. Так, исследованиями Г.А. Глебовича (1946) установлено, что в водах различных рек количество бора колеблется от $3,8 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-5}\%$. В во-

MnO	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	B
0,88	0,23	0,70	0,47	0,98	0,59	0,91	0,57
0,88	0,47	0,80	0,73	0,77	0,79	0,79	0,42
0,20	0,50	0,04	0,55	0,46	0,44	0,30	0,52
0,07	0,27	1,42	0,88	0,96	0,67	0,26	0,08
0,78	0,02	0,03	0,64	0,75	0,94	0,70	0,81
10,9	0,38	0,81	0,90	0,88	0,54	0,23	0,48
25,9	0,01	0,51	0,02	0,48	0,74	0,75	0,82
1,0	0,38	0,29	0,64	0,52	0,94	0,57	0,48

дах главнейших рек СССР содержание бора изменяется от $0,5 \cdot 10^{-6}$ до $8,13 \cdot 10^{-6}$ % (Коновалов, 1959). В речных водах Казахстана установлено от $0,015 \cdot 10^{-4}$ до $0,80 \cdot 10^{-4}$ % бора. При этом наблюдается увеличение количества бора в речных водах с повышением их минерализации. Кроме того, выявлено, что равнинные реки содержат бора на порядок больше по сравнению с горными реками, что объясняется особенностями их питания (Мун, Бектуров, 1971).

Детальный литолого-фациальный анализ позволил установить осадки семи самостоятельных палеорек. На южном склоне Гиссарского хребта – это Палео-Лучоб (разрез Лучоб), Палео-Ханака (разрез Ханака), Палео-Каратаг (разрез Ташкутан) и Палео-Шаргунь (разрез Шаргунь); на юго-западных отрогах Гиссарского хребта (структуры Сурхантау, Байсунтау и Кугитангтау) – Палео-Сангардак (разрез Хандиза), Палео-Байсун (разрезы Санджар и Туода) и Палео-Вандоб (разрез Вандоб). Аллювиальные отложения представляют собой русловые и пойменные образования, среди которых выделен ряд генетических типов осадков определенных фаций (см. гл. II). При этом следует отметить, что для отложений палеорек структуры Мечитли характерны специфичные терригенно-минеральные ассоциации. Напротив, в юго-западных отрогах Гиссарского хребта аллювиальные осадки сложены однообразной терригенно-минеральной ассоциацией (см. гл. III).

Анализ распределения валового бора в аллювиальных отложениях региона показал, что наблюдаются значительные колебания его содержаний как в пределах отдельных генетических типов осадков, так и отдельных палеорек – от 0,0008 до 0,014% (рис. 14; см. приложение, табл. 1). При этом отмечается общая тенденция увеличения количества валового бора от русловых отложений к пойменным. Так, на южном склоне Гиссарского хребта в русловых отложениях содержания бора составляют (в среднем) 0,0032%, в пойменных – 0,011%, а на юго-западных отрогах Гиссарского хребта в русловых отложениях (в среднем) – 0,0032%, в пойменных – 0,0060%. Как видно из этих данных, по уровню содержания бора происходит разделение палеорек южного склона Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов (табл. 15, 16, рис. 15).

Такое различие в содержании валового бора прежде всего объясняется вещественным составом пород аллювиальных отложений, которые отражают различные области питания. Для речных отложений южного склона Гиссарского хребта характерны повышенные содержания полевых шпатов, обломков пород и аксессуарного турмалина. При формировании аллювиальных отложений

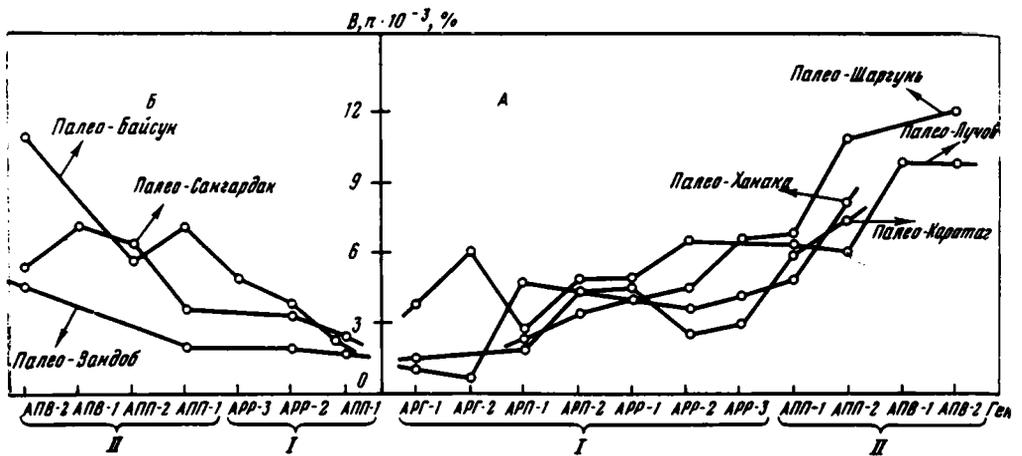


Рис. 14. Распределение средних содержаний валового бора в генетических типах осадков различных палеорек

А - южный склон Гиссарского хребта; Б - юго-западные отроги Гиссарского хребта

I - русловые отложения; II - пойменные отложения

Таблица 15

Распределение валового бора в юрских аллювиальных отложениях южного склона Гиссарского

Фация	Генетический тип	Палео-Лучоб				Палео-Ханака			
		1	2		1	2			
			а	б		а	б		
	АРГ-1	0,0032-0,0050	<u>0,0039</u>		0,0012		0,0012		
АРГ			3	<u>0,0048</u>			<u>0,0010</u>		
	АРГ-2	0,0062-0,0063	<u>0,0063</u>	5	0,0008		0,0008		
	АРП-1	0,0023-0,0030	<u>0,0028</u>		0,0047-0,0055		<u>0,0050</u>		
АРП			3	<u>0,0037</u>			<u>0,0050</u>		
	АРП-2	0,0045-0,0058	<u>0,0051</u>	5	-		2		
	АРР-1	0,0050	0,0050		-		-		
АРР	АРР-2	0,0068	0,0068		0,0010-0,0066		<u>0,0038</u>		
				2			<u>0,0040</u>		
	АРР-3	-	-		0,0040-0,0048		<u>0,0044</u>		
							2		
	АПП-1	0,0042-0,0090	<u>0,0065</u>		0,0025-0,0083		<u>0,0053</u>		
АПП			4	<u>0,0064</u>			3		
				5			6		
	АПП-2	0,0060	0,0060		0,0062-0,0120		<u>0,0086</u>		
							3		
	АПВ-1	0,0064-0,012	<u>0,010</u>		-		-		
АПВ			9	<u>0,010</u>			-		
				11			-		
	АПВ-2	0,0082-0,012	<u>0,010</u>		-		-		
			2				-		

1 - колебания содержания бора в генетическом типе (в %), 2 - среднее содержание бора

исследуемого региона размыту подвергались в основном гранитоидные породы Гиссарского батолита. Накопление аллювия южного склона Гиссарского хребта осуществлялось за счет выноса обломочного материала с центральных и восточных частей батолита, где развиты аплитовидные турмалиновые граниты (Баратов, 1966). Кроме того, размыту подвергались кислые эффузивы и палеозойские осадочно-метаморфические образования, для отдельных типов пород которых отмечаются повышенные содержания бора (табл. 17).

При образовании юрского аллювия юго-западных отрогов Гиссарского хребта размыту подвергались нормальные гранитоидные породы и их коры выветривания, чем, по-видимому, и обусловлены относительно пониженные содержания бора в них.

Более четкое разделение областей питания наблюдается по распределению различных форм бора (см. рис. 15). Так, среднее содержание бора силикатного и растворимого на южном склоне Гиссарского хребта составляет 0,0076 и 0,0024% (фашия АПП), 0,0082 и 0,0028% (фашия АПВ) соответственно, тогда как в юго-западных отрогах Гиссарского хребта они составляют в среднем 0,0052 и 0,0013% (фашия АПП), 0,0034 и 0,0011% (фашия АПВ) соответственно (табл. 18; см. приложение, табл. 2). Вместе с тем наблюдается тенденция увеличения их содержания от русловых отложений (фашия АРР) к собственно пойменным (фашия АПВ). В русловых отложениях растворимого бора практически не обнаружено.

хребта (содержание, %)

Палео-Карагат			Палео-Шаргунь			Среднее по фашиям в палеореках (в %)
1	2		1	2		
	а	б		а	б	
0,0013-0,0014	$\frac{0,0014}{2}$		-	-		
		$\frac{0,0014}{2}$			-	$\frac{0,0032}{9}$
-	-		-	-		
0,0014-0,0024	$\frac{0,0019}{2}$		0,0026	0,0026		
	$\frac{0,0046}{2}$	$\frac{0,0032}{4}$			$\frac{0,0029}{2}$	$\frac{0,0036}{13}$
0,0035-0,0058			0,0032	0,0032		
0,0045	0,0045		0,0041	0,0041		
0,0018-0,0030	$\frac{0,0024}{4}$	$\frac{0,0028}{6}$	0,0025-0,0076	$\frac{0,0044}{3}$	$\frac{0,0045}{5}$	$\frac{0,0040}{19}$
0,0030	0,0030		0,0065	0,0065		
0,0040-0,0080	$\frac{0,0063}{5}$		0,0050-0,0089	$\frac{0,0065}{3}$		
		$\frac{0,0068}{8}$			$\frac{0,0083}{5}$	$\frac{0,0070}{24}$
0,0056-0,011	$\frac{0,0076}{3}$		0,0083-0,014	$\frac{0,011}{2}$		
-	-	-	-	-		
					$\frac{0,012}{8}$	$\frac{0,011}{19}$
-	-	-	0,0079-0,013	$\frac{0,012}{8}$		

(в %): а - в генетическом типе, б - в фашии; в знаменателе указано количество анализов.

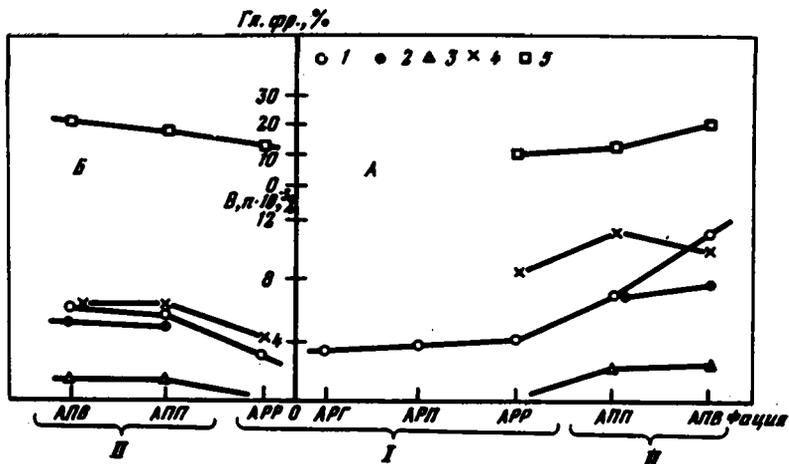


Рис. 15. Распределение средних содержаний различных форм бора - Ввал(1), Всил(2), Браств(3), Вгл.фр(4) - и глинистой фракции (5) (<0,01 мм) в фациях аллювиальных отложений

А - южный склон Гиссарского хребта; Б - юго-западные отроги Гиссарского хребта

I - русловые отложения; II - пойменные отложения

Анализ различных фракций пород аллювиальных отложений показал, что основным концентратором бора является их глинистая часть (табл. 19). Однако следует отметить, что в случае преобладания терригенного материала основная доля бора связывается с ним (русловые отложения), а с увеличением в породе глинистой фракции роль основного носителя и концентратора бора

Таблица 16

Распределение валового бора в юрских аллювиальных отложениях юго-западных

Фация	Генетический тип	Палео-Сангардак		Палео-Байсун	
		1	а	б	1
АРР	АРР-1	0,0026	0,0026	0,0025	
	АРР-2	0,0019-0,0047	$\frac{0,0032}{4}$	$\frac{0,0031}{5}$	0,0016-0,0056
	АРР-3	-	-		0,0013-0,0071
АПП	АПП-1	0,0029-0,0041	$\frac{0,0035}{2}$		0,0037-0,0089
				$\frac{0,0056}{7}$	
	АПП-2	0,0060-0,0078	$\frac{0,0064}{5}$		0,0046-0,0079
АПВ	АПВ-1	0,0048-0,0094	$\frac{0,0071}{2}$		-
				$\frac{0,0057}{7}$	
	АПВ-2	0,0042-0,0068	$\frac{0,0051}{5}$		0,011

1 - колебания бора в генетическом типе (в %), 2 - среднее содержание бора (в %):

переходит к последней (пойменные осадки). В глинистой фракции аллювиальных отложений содержания бора колеблются в среднем от 0,0020 до 0,0110% (табл. 20). Максимальные содержания бора в глинистой фракции (0,0085–0,0110%) установлены в отложениях палеорек южного склона Гиссарского хребта (разрезы Лучоб, Ханака). Минимальные содержания (0,0020–0,0059%) характерны для западной части южного склона Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов (разрезы Шаргунь, Хандиза, Вандоб).

Повышенные содержания бора в глинистой фракции пород палеорек южного склона Гиссарского хребта объясняются влиянием областей питания. Наряду с обломками различных пород, по-видимому, бор привносится и за счет размыва палеозойских морских осадочных пород. При формировании аллювия юго-западных отрогов Гиссарского хребта и западной части южного склона Гиссара глинистый материал большей частью поступал из кор выветривания, в которых содержания бора были пониженными.

Характер распределения бора в глинистой фракции по фациям для отдельных территорий проявляет четкую закономерность – увеличение от русловых отложений к пойменным (см. табл. 20, рис. 15). В этом же направлении возрастает количество глинистого материала.

Таким образом, по бору валовому, силикатному и растворимому, а также бору в глинистой фракции можно разделить аллювиальные отложения на русловые и пойменные. При этом для растворимого бора эта закономерность выражена наиболее ярко. Количество силикатного бора и особенно бора в глинистой фракции отражает главным образом область питания.

О влиянии $C_{орг}$ на распределение бора в осадочных породах высказывались различные мнения. Исследования угленосных отложений верхнего карбона Великобритании показали, что в них бор в основном связан с глинистыми минералами и между бором и $C_{орг}$ наблюдается обратная зависимость (Eagar, 1962). Ряд авторов указывают на связь бора как с глинистыми минералами, так и с рассеянным органическим веществом (Валяшко, 1953; Хардер, 1965;

отрогов Гиссарского хребта (содержание, %)

Палео-Байсу		Палео-Вандоб			Среднее по фациям в палеорекках (в%)
2		1	2		
а	б		а	б	
0,0025		0,0018	0,0018		
<u>0,0036</u>	0,0041	0,0020	0,0020	<u>0,0019</u>	<u>0,0033</u>
2	6			2	13
0,0050		-	-		
<u>3</u>					
0,0068		0,0022	0,0022		
<u>3</u>					
	0,0064			0,0022	
	<u>5</u>			<u>1</u>	
0,0058		-	-		0,0057
<u>2</u>					<u>13</u>
		-	-		
	0,011			0,0046	0,0060
	<u>1</u>			<u>2</u>	<u>10</u>
0,011		0,0046	0,0046		
<u>1</u>			<u>2</u>		

а – в генетическом типе, б – в фации; в знаменателе указано количество анализов.

Таблица 17

Среднее содержание бора (в %) в обломках материнских пород и некоторых породообразующих минералах

Порода, минералы	Количество определений	Бор	Порода, минералы	Количество определений	Бор
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>			<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>		
Измененный турмалиновый гранит	3	0,010	Хлорит-серпичтовый сланец	2	0,0028
Каолинизированный эффузив кислого состава	3	0,0079	Кварцит	2	0,0010
Кварцит	3	0,0063	Хлоритовый сланец	2	0,0013
Мрамор	2	0,0050	Кремень черный	2	Следы
Кварц-слюдистый сланец	3	0,0091	Измененный гранит	2	0,0012
Измененный андезит	2	0,0011	Эффузив среднего состава	2	0,0021
Измененный мелкозернистый гранит	2	0,0011	Альбитофир	2	0,0013
Лейкокраповый гранит	2	0,0010	Жильный кварц	4	0,0010
Измененные монодиориты	3	0,0018	Мусковит (из гранитов)	4	0,0014
Кварц (из гравелитов)	5	0,0022	Слюда (из гравелитов)	3	0,0063
Минералы тяжелой фракции (циркон, турмалин и др.)	11	0,057	Кварц (из гравелитов)	5	0,0010

Таблица 18

Содержание различных форм бора (в %) в аллювиальных отложениях

Фация	Количество анализов	Среднее			Относительное	
		В _{вал}	В _{сил}	В _{раств}	В _{сил}	В _{раств}
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>						
АПП	6	0,0100	0,0076	0,0024	76	24
АПВ	4	0,0110	0,0082	0,0028	74,4	25,6
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>						
АПП	5	0,0065	0,0052	0,0013	80	20
АПВ	2	0,0045	0,0034	0,0011	75,6	24,4

Поделько, 1965). Изучение современных озерных илов и сапропелей Казахстана показало, что $S_{орг}$ не влияет на накопление в них бора (Мун, Бектуров, 1971). В то же время известно, что бор концентрируется некоторыми растениями и организмами (см. гл. IV). Касаясь формы связи бора с $S_{орг}$, можно высказать предположение о возможности образования им химических соединений с природными органическими веществами и его сорбции последними (Глебович, 1946; Школьник, 1950; и др.).

Количество $S_{орг}$ в исследуемых аллювиальных отложениях колеблется от 0,01 до 0,95% (табл. 21). При этом его минимальные содержания установлены в русловых отложениях (фации АРП, АРР), максимальные - в пой-

Таблица 19

Распределение бора в различных фракциях пород аллювиальных отложений

Разрез	№ пробы	Фация	Содержание бора, %	> 0,1 мм		0,1-0,01 мм	
				г	В, %	г	В, %
Хандыза	3	АРР	0,0026	88,0	$\frac{0,0021}{7}$	5,7	$\frac{0,0096}{21}$
"	33	АРР	0,0033	89,0	$\frac{0,0030}{81}$	3,0	$\frac{0,0069}{6,4}$
Вандоб	262	АРР	0,0020	69,7	$\frac{0,0016}{55}$	14,4	$\frac{0,0028}{20}$
Хандыза	48	АПП	0,0029	75,2	$\frac{0,0013}{34}$	8,7	$\frac{0,016}{48}$
"	63	АПП	0,0036	77,3	$\frac{0,0018}{40}$	10,3	$\frac{0,0093}{27}$
"	75	АПВ	0,0085	20,0	$\frac{0,0063}{15}$	49,5	$\frac{0,0071}{41}$
Вандоб	259	АПВ	0,0040	28,0	$\frac{0,0026}{18}$	26	$\frac{0,0050}{33}$

Таблица 19 (окончание)

Разрез	0,01-0,001 мм		< 0,001 мм		Растворимый остаток, г	Относительное содержание В _{раств} , %
	г	В, %	г	В, %		
Хандыза	3,3	$\frac{0,011}{16}$	0,5	$\frac{0,0046}{0,9}$	1,9	-
"	5,7	$\frac{0,0065}{11}$	0,4	$\frac{0,0069}{0,85}$	1,6	-
Вандоб	10	$\frac{0,0026}{13}$	4,9	$\frac{0,0013}{3,2}$	1,0	8,8
Хандыза	10,5	$\frac{0,0075}{27}$	1,7	$\frac{0,0059}{3,4}$	1,5	-
"	11,7	$\frac{0,0074}{24}$	1,7	$\frac{0,0059}{2,8}$	2,3	6,2
"	23,6	$\frac{0,0089}{25}$	4,9	$\frac{0,0093}{5,3}$	0,9	13,7
Вандоб	28	$\frac{0,0033}{21}$	15	$\frac{0,0057}{21}$	3,0	7,0

Примечание. В числителе даются относительные содержания бора в % во фракции, в знаменателе - рассчитанные количества бора от 100%. Ошибка анализа в пределах $\pm 5-10\%$. Баланс содержания бора рассчитывался на 100 г породы.

Таблица 20

Среднее содержание бора (в %) в глинистой фракции (<0,001 мм)

Разрез	Фацция	Количество анализов	Глинистая фракция, %	Бор
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>				
Лучоб, Ташкутан, Шаргунь	АРР	2	11,3	0,0085
	АПП	7	12,8	0,0110
	АПВ	1	21,3	0,0100
	АРР	5	9,4	0,0033
	АПП	5	11,3	0,0035
	АПВ	3	17,25	0,0020
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>				
Вандоб, Хандиза	АРР	4	13,0	0,0040
	АПП	2	17,8	0,0059
	АПВ	4	21,0	0,0059

Таблица 21

Содержание $C_{орг}$ и велевого бора (в %) в алювиальных отложениях

Разрез	№ пробы	Фацция	$C_{орг}$	Бор	Разрез	№ пробы	Фацция	$C_{орг}$	Бор
Лучоб	7	АРГ	0,13	0,0062	Шаргунь	64	АПВ	0,59	0,0083
	121	АРП	0,51	0,014		72	АПВ	0,85	0,013
	120	АРР	0,22	0,0050		87	АПВ	0,23	0,0079
	27	АРР	0,04	0,0058		Хандиза	3	АРР	0,08
	73	АПП	0,25	0,015	66		АПП	0,54	0,0063
	132	АПП	0,19	0,012	37		АПВ	0,56	0,0047
	37	АПВ	0,95	0,011	Санджар		225	АРР	0,31
	106	АПВ	0,54	0,010		254а	АРР	0,25	0,0016
Шаргунь	8	АРР	0,41	0,0050	230	АРР	0,10	0,0016	
	46	АРР	0,78	0,0026	288	АПП	0,43	0,0046	
	95	АРР	0,14	0,0025	222	АПВ	0,63	0,011	
	109	АРР	0,54	0,0041	254	АПВ	0,01	0,0016	
	56	АПП	0,31	0,0083	Вандоб	262	АРР	0,18	0,0020
	60	АПП	0,53	0,0080		263	АРР	0,40	0,0018

Таблица 22

Корреляционная матрица

$V \cdot 10^{-4}, \%$	$C_{орг}, 10^{-2}, \%$						
	0<16	16<32	32<48	48<64	64<80	80<96	Σ
13<36	4	3	1	-	1	-	9
36<59	1	1	1	3	-	-	6
59<82	1	1	-	2	-	-	4
82<105	-	1	-	2	-	-	3
105<128	-	1	-	1	-	1	3
128<151	-	1	-	1	-	1	3
Σ	6	8	2	9	1	2	28

Таблица 23

Матрица данных по расчету информационного коэффициента корреляции

0,143	0,107	0,036	-	0,036	-
0,73	0,24	0,44	-	1,13	-
2,074	1,166	1,555	-	3,111	-
0,036	0,036	0,036	0,107	-	-
-0,25	-0,54	0,85	0,43	-	-
0,777	0,583	2,333	1,555	-	-
0,036	0,036	-	0,080	-	-
0,15	-0,130	-	0,50	-	-
1,166	0,875	-	1,555	-	-
-	0,036	-	0,080	-	-
-	0,15	-	0,73	-	-
-	1,166	-	2,074	-	-
-	0,036	-	0,036	-	0,036
-	0,15	-	0,03	-	1,54
-	1,166	-	1,037	-	4,666
-	0,036	-	0,036	-	0,036
-	0,15	-	0,03	-	1,54
-	1,166	-	1,037	-	4,666

менных (фация АПВ). Для выявления связи бора с $C_{орг}$ рассчитывался информационный коэффициент корреляции по методике А.Б. Вистелюса (1964). Группирование данных по бору и $C_{орг}$ проводилось по формуле Стерджесса

$$i = \frac{X_{\max} - X_{\min}}{1 + 3,332 \cdot \lg N} \quad (1)$$

Затем составлялась корреляционная матрица (табл. 22) и находились частоты (табл. 23, верхняя строка).

Рассчитывали частоты совместного распределения бора и $C_{орг}$ по формуле

$$\frac{P_{ij} \cdot \sum X_{ij}}{\sum X_{ij} \cdot \sum X_j} \quad (2)$$

полученное выражение записывали в нижней строке; натуральные логарифмы этих чисел приведены в средней строке (см. табл. 23).

Для расчета $r_{I(XY)}$ находили алгебраическую сумму произведений двух верхних строк и вычисляли информационный коэффициент корреляции

$$r_{I(XY)} = \sqrt{1 - e^{-2I(XY)}} \quad (3)$$

В данном случае $r_{I(XY)}(B, C_{орг}) = 0,74$. Эта величина показывает, что связь бора с $C_{орг}$ является значимой. Для выяснения вида связи проверялась гипотеза о симметрии корреляционной матрицы (H_1 , при альтернативе H_2):

$$\begin{aligned} \bar{l}(H_1 : H_2) = & \sum_{i=j} \sum X_{ij} \ln X_{ij} - \sum_{i \neq j} \sum (X_{ij} + \\ & + X_{ji}) \ln (X_{ij} + X_{ji}) + (\ln 2) \sum_{i \neq j} \sum X_{ij}, \end{aligned} \quad (4)$$

где X_{ij} - частоты. Для пары В- $C_{орг}$ $2I(H_1 : H_2) = 3,89$. Эта величина распределена как χ^2 с числом степеней свободы, равным

$$\frac{a \cdot (b - 1)}{2} = 15, \quad (5)$$

где: a - число строк, b - столбцов. При 15 степенях свободы и 95%-ной доверительной вероятности $\chi^2 = 7,26$ (Айвазян, 1968). Отсюда χ^2 расчеты $> \chi^2_{0,05}$; следовательно, с увеличением содержания $C_{орг}$ пропорционально

увеличивается количество бора. Поэтому при использовании бора как индикатора среды осадкообразования нужно учитывать влияние $C_{орг}$, особенно в случаях его повышенного содержания в осадках.

* * *

Резюмируя сказанное, можно сделать следующее заключение. В аллювиальных отложениях общее содержание бора во всех типах осадков зависит от состава пород области сноса материала. Даже для единого бассейна седиментации, какими являются южный склон и юго-западные отроги Гиссарского хребта, содержания валового бора в осадках значительно изменяются и зависят от типа разрушавшихся пород. В осадках, в которых преобладает терригенная часть (конгломераты, гравелиты, песчаники), практически весь бор связан с обломками материнских пород и минералов (полевые шпаты, турмалин и слюды). С увеличением доли глинистых минералов в составе пород роль основного носителя бора переходит к ним.

Таким образом, распределение бора в аллювиальных отложениях контролируется фациальной средой их накопления, количество различных форм бора закономерно увеличивается от русловых отложений (фашия АРР) к пойменным (фашия АПВ). Следовательно, по содержанию бора валового, силикатного, растворимого и бора в глинистых минералах аллювиальные отложения можно разделять на русловые и пойменные. При этом наилучшим индикатором выступает растворимый бор. Силикатный бор и бор в глинистых минералах, кроме фашиальной среды, отражает и область питания.

Определенная часть бора в аллювиальных отложениях связана и с рассеянным органическим веществом, на что указывает значимый коэффициент корреляции.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ БОРА В ОЗЕРНЫХ И ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Данные по распределению бора в озерных отложениях в литературе практически отсутствуют; если они имеются, то даются в обобщенном виде — указываются лишь средние значения в целом для пресноводных отложений. В табл. 24 приведены средние содержания бора в пресноводных и солоноводных отложениях по литературным данным. Как видно из этой таблицы, пресноводные осадки в общем характеризуются низким содержанием бора; в солоноводных осадках обнаружено бора в среднем в два раза больше.

По геохимии бора в современных озерных водах известно значительное количество работ. Данные о распределении бора в водах различных типов озер (табл. 25) показывают, что с увеличением солёности воды количество бора в них увеличивается. Установлено, что содержание бора в озерных водах зависит от их гидрохимического режима: от испарения воды, типа озерных вод, влияния временных потоков, грунтовых вод, питающих провинций, от минерализации воды и т.д. (Коновалов, Огурцова, 1959; Мун, Бектуров, 1971; и др.). Анализируя обширный литературный материал, Т.Ф. Бойко (1969) установил, что озерные водоемы карбонатного типа отличаются наибольшей бороносностью по сравнению с сульфатными и хлоридными. Он объясняет это явление высокой бороносностью содовых поверхностных и подземных вод. Установлено, что континентальные озера как средней, так и высокой солёности из небороносных провинций, питающихся за счет поверхностных и грунтовых вод, по сравнению с приморскими озерами той же степени минерализации несколько беднее бором.

Исследования илов современных озер Казахстана показали, что в них бор распределен закономерно и зависит от типа озерных вод. Так, в илах пресных озер установлено в среднем $4,2 \cdot 10^{-3}\%$ бора, а в илах солёных озер — $1,6 \cdot 10^{-2}\%$ (Мун, Бектуров, 1971). Увеличение содержания бора от существенно пресноводных озер к солёным авторы объясняют химическими особен-

Таблица 24

Среднее содержание бора (в %) в пресноводных и солоноводных осадках (по литературным данным)

Генезис осадков и их возраст	Бор	Источник
Пресноводные осадки, карбон	$1,55-4,75 \cdot 10^{-3}$	Emst e.a., 1958
Пресноводные сланцевые глины, карбон	$4,4 \cdot 10^{-3}$	Кейт, Дегенс, 1961
Пресноводные осадки	$4,0 \cdot 10^{-3}$	Potter a.o., 1963
Пресноводные осадки, мезозой	$2,26-3,8 \cdot 10^{-3}$	Гуляева, Лыгалова, 1965
Дельтовые и озерные осадки, мезозой	$3,2 \cdot 10^{-3}$	Поделько, 1965
Пресноводные осадки, мезо-кайнозой	$5,2 \cdot 10^{-3}$	Вировец, Зенин, 1966
Пресноводные глины, юра	$4,4 \cdot 10^{-3}$	Лебедев, 1967
Пресноводные аргиллиты, юра	$6,4 \cdot 10^{-3}$	Валиев, 1974
Континентальные соленосные глины, мезозой-кайнозой	$11,9 \cdot 10^{-3}$	Вировец, Зенин, 1966
Солоноводные глины, юра	$7,0 \cdot 10^{-3}$	Лебедев, 1967
Солоноватоводные аргиллиты, юра	$10,0 \cdot 10^{-3}$	Валиев, 1974

Таблица 25

Среднее содержание бора (в %) в различных озерных водах (по литературным данным)

Озера	Бор	Источник
Пресноводные	$0,63 \cdot 10^{-6}$	Мошкина, Гордеева, 1964
"	$1,0 \cdot 10^{-5}$	Мун, Бектуров, 1971
Солоноватоводные	$1,0-1,5 \cdot 10^{-4}$	Власов, Филишова, 1961
"	$2,7-7,7 \cdot 10^{-4}$	Мун, Бектуров, 1971
Соленые	$2,8-11,7 \cdot 10^{-4}$	Фейгельсон и др., 1939
"	$5,5-10,0 \cdot 10^{-4}$	Понизовский, Мелешко, 1957
"	$4,0-6,0 \cdot 10^{-4}$	Власов, Филишова, 1961
"	$6,0 \cdot 10^{-4}$	Мошкина, Гордеева, 1964
"	$0,5-6,9 \cdot 10^{-3}$	Мун, Бектуров, 1971

ностями вод озерных водоемов, их минерализацией и степенью дисперсности озерных осадков. Они делают вывод о возможности использования бора для расчленения континентальных отложений на пресноводные и солоноводные.

Нашими исследованиями установлено, что бор и в древних разнофациальных озерных отложениях распределяется закономерно (Гимфеев, Валиев, Пачаджанов, Адамчук и др., 1974). Рассмотрим распределение бора в отложениях озерного и озерно-болотного генезиса исследуемого региона, образование осадков которого происходило в различных палеогеографических обстановках. На южном склоне Гиссарского хребта они представлены образованиями мелких проточных и зарастающих озер, сформированных на аллювиальной долине. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта озерные отложения развиты широко и представлены осадками как мелких озер, сформированных на аллювиальной долине и аллювиально-дельтовой равнине, так и крупных озерных водоемов, развитых на прибрежно-морской равнине (приморские озера).

Наибольшая распространенность озерных и озерно-болотных отложений в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, их близкий вещественный состав и единая область питания благоприятствуют детальному рассмотрению геохимии бора именно в них. Характер распределения валового бора в фациях озерных отложений (табл. 26; см. приложение, табл. 3) показывает, что в целом количество бора значительно повышено в осадках крупных озерных водоемов с прибрежно-морской обстановкой осадконакопления: в среднем содержании

Таблица 26

Содержание валового бора (в %) в озерных и озерно-болотных отложениях

Макро- фашия	Фашия	Генетичес- кий тип	Южный склон Гиссарского хребта			Юго-западные отроги Гиссарского хребта		
			Колебание содержания в генетическом типе	Среднее в ге- нетическом типе	Среднее в фашии	Колебание содержания в генетическом типе	Среднее в ге- нетическом типе	Среднее в фашии
ОВ	ОВМ	ОВМ-1	-	-	-	0,0020-0,0053	$\frac{0,0037}{3}$	0,0055
		ОВМ-2	-	-	-	0,0069-0,010	$\frac{0,0085}{2}$	
	ОВП	ОВП-1	-	-	-	0,0041-0,0093	$\frac{0,0061}{4}$	0,0075
		ОВП-2	-	-	-	0,0080-0,010	$\frac{0,0093}{3}$	
	ОВЦ	ОВЦ-1	-	-	-	0,0087-0,017	$\frac{0,011}{7}$	0,0110
ОЗ	ОЗП	ОЗП-1	0,058-0,010	$\frac{0,0079}{2}$	0,0090	0,0040-0,0048	$\frac{0,0043}{4}$	0,0056
		ОЗП-2	0,0095-0,0110	$\frac{0,0100}{2}$		0,0056-0,010	$\frac{0,0073}{3}$	
	ОЗЗ	ОЗЗ-1	0,0110	$\frac{0,0110}{1}$	0,0100	0,0043-0,0060	$\frac{0,0051}{3}$	0,0060
		ОЗЗ-2	0,0075-0,0130	$\frac{0,0100}{4}$		0,0037-0,0087	$\frac{0,0064}{7}$	

ОП	ОЗУ	ОЗУ-1	0,0110	$\frac{0,0110}{4}$	0,0110	0,0040-0,0093	$\frac{0,0060}{9}$	0,0060
	ОПА	ОПА-1	0,010-0,0130	$\frac{0,0110}{11}$	0,0095	0,0056-0,0089	$\frac{0,0072}{3}$	0,0054
		ОПА-2	0,0022-0,0039	$\frac{0,0060}{5}$		0,0022-0,0033	$\frac{0,0027}{2}$	
	ОПО	ОПО-1	0,0087-0,0110	$\frac{0,0098}{2}$	0,0098	0,0071-0,010	$\frac{0,0088}{4}$	0,0073
		ОПО-2	-	-		0,0045-0,0060	$\frac{0,0054}{3}$	
	ОПВ	ОПВ-1	-	-	-	0,0045-0,011	$\frac{0,0069}{5}$	0,0062
		ОПВ-2	-	-		0,0020-0,0089	$\frac{0,0051}{3}$	
	ОПП	ОПП-1	0,0089-0,0130	$\frac{0,0110}{2}$	0,0110	0,010-0,015	$\frac{0,0125}{6}$	0,0117
		ОПП-2	-	-		0,0068	$\frac{0,0068}{1}$	

Примечание. В знаменателе указано количество проанализированных проб.

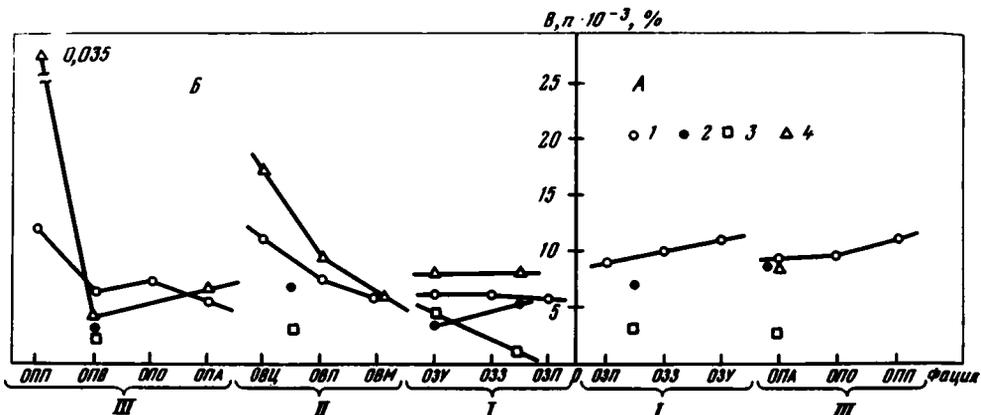


Рис. 16. Распределение средних содержаний различных форм бора - $B_{\text{вал}}$ (1), $B_{\text{сил}}$ (2), $B_{\text{раств}}$ (3), $B_{\text{гл.фр}}$ (4) - в озерных и озерно-болотных отложениях А - южный склон Гиссарского хребта; Б - юго-западные отроги Гиссарского хребта:

Отложения: I - мелких проточных и зарастающих (пресноводных) озер, II - крупных (солонатоводных) озерных водоемов морского побережья, III - озерно-болотные

бора в них колеблется от 0,0055 до 0,011%, тогда как в мелких зарастающих и проточных озерах аллювиальных долин и аллювиально-дельтовых равнин обнаружено в среднем от 0,0056 до 0,0060% бора. При этом в осадках аналогичных мелких озер южного склона Гиссарского хребта, сформированных на аллювиальной долине, обнаружены высокие содержания валового бора - в среднем в различных фациях они колеблются от 0,0090 до 0,0110%.

Такие различия в содержании бора в отложениях мелких озерных водоемов двух территорий объясняются, как и в анализе аллювиальных отложений, влиянием питающих провинций. Для озерных осадков южного склона Гиссарского хребта характерны повышенные содержания полевых шпатов, обломков пород и акцессорного турмалина. В то же время озерные отложения юго-западных отрогов Гиссарского хребта сложены мономинерально-кварцевой и олигомиктово-кварцевой ассоциациями с низкими содержаниями турмалина (см. гл. III), чем и объясняются низкие содержания в них валового бора.

Независимо от областей питания в пределах отложений самих озерных водоемов наблюдается дифференциация содержания бора в зависимости от фациальной среды. Так, количество валового бора в крупных озерных водоемах на фоне колебаний в отдельных генетических типах постепенно возрастает от 0,0037% в гравийно-песчаных осадках приустьевых мелководья (фация ОВМ) до 0,011% в алевроито-глинистых осадках центральных участков озерных водоемов (фация ОВЦ). Количество бора в мелких озерах также изменяется, но в незначительных пределах. В алевроито-песчаных осадках проточных участков озер (фация ОЗП) установлено в среднем 0,0043% бора, в алевроито-глинистых осадках зарастающих озер (фация ОЗЗ) - 0,0064% (рис. 16; см. табл. 26).

В озерно-болотных (почвенных) образованиях (юго-западные отроги Гиссарского хребта), сформировавшихся в результате заболачивания речных долин, мелких озер и отдельных участков крупных озерных водоемов, обнаружены незначительные количества бора. Так, в глинисто-алевритовых осадках заболоченных аллювиальных долин (фация ОПА) его содержание составляет в среднем 0,0054%, в песчано-алевритовых осадках заболоченных мелких озер (фация ОПО) - 0,0073%, в глинисто-алевритовых осадках частично заболоченных крупных озерных водоемов (фация ОПВ) - 0,0062%. Максимальные содержания бора - 0,0117% - установлены в песчано-алевритовых осадках

заболоченных прибрежно-морских равнин (фашия ОПП). При этом обнаружено, что количество бора в озерно-болотных отложениях южного склона Гиссарского хребта заметно выше по сравнению с аналогичными осадками в юго-западных отрогах. Оно составляет в среднем 0,0095% (фашия ОПА) и 0,0098% (фашия ОПО), что также объясняется влиянием областей питания.

Как видно из приведенных данных, при единых областях питания и бассейна седиментации в озерных и озерно-болотных отложениях с прибрежно-морской обстановкой осадконакопления содержание валового бора значительно выше, чем в отложениях мелких озерных водоемов с аллювиальной и аллювиально-дельтовой обстановкой.

Как было показано выше, на распределение бора в осадках оказывают влияние гранулометрическая сортировка материала, общая минерализация вод бассейна седиментации, уровень содержания бора в породах питающих провинций, количество органического вещества, т.е. особенности фашиальной среды осадконакопления.

Исследования показали, что количество бора в различных фракциях пород озерных отложений распределяется неравномерно (табл. 27). Его минимальные содержания установлены в песчаной фракции (>0,1 мм). Это объясняется тем, что для озерных отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта характерны мономинерально-кварцевая и олигомиктово-кварцевая ассоциации. Фракция >0,1 мм почти полностью сложена кварцем (80-90%). В обломочных зернах кварца установлено от ~0,0003 до 0,0013% бора. В связи с этим уровень содержания бора в гравийно-песчаных породах фаший ОВМ, ОЗП, ОПА относительно понижен по сравнению с аналогичными осадками на южном склоне Гиссарского хребта.

В составе последних в значительных количествах присутствуют обломки различных пород и полевых шпатов, для отдельных типов которых установлены повышенные содержания бора (см. табл. 17).

Во фракциях 0,1-0,01, 0,01-0,001 и <0,001 мм выявлены высокие содержания бора. Во фракции 0,1-0,01 мм основным носителем бора является тур-

Таблица 27

Среднее содержание бора (в %) в различных фракциях пород озерных и озерно-болотных отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта

Отложения	Количество анализов	Фракция			
		> 0,1 мм	0,1-0,01 мм	0,01-0,001 мм	<0,001 мм
Крупных озерных водоемов прибрежно-морских равнин (фашия ОВМ, ОВП, ОВЦ)	6	0,0025	0,0094	0,0130	0,0125
Мелких зарастающих и проточных участков озер аллювиальных и аллювиально-дельтовых равнин (фашия ОЗП, ОЗС)	6	0,0022	0,0080	0,0071	0,0083
Заболачивающихся речных долин и аллювиально-дельтовых равнин (почвы и подпочвы; фашия ОПА, ОПО, ОПВ)	5	0,0038	0,0100	0,0075	0,0065
Заболачивающихся прибрежно-морских равнин (почвы и подпочвы; фашия ОПП)	2	0,0043	0,0063	0,0200	0,0350

малин. Из фракции 0,01–0,001 мм бор большей частью связан с глинистыми минералами, но в них возможно также и влияние турмалина. Во фракции < 0,001 мм весь бор приурочен к глинистым минералам; в них присутствие турмалина практически полностью исключено. Следовательно, в случае существенно глинистых пород (мелкозернистые алевролиты и особенно аргиллиты) роль основного носителя и концентратора бора переходит к глинистым минералам, в которых бор находится в основном в двух формах; одна из них прочно закреплена в структуре глинистых минералов в результате изоморфного замещения бором алюминия и кремния в тетраэдрической и октаэдрической координациях (Stubican, Roy, 1962; Хардер, 1965), а другая адсорбирована и связана непрочно. Между этими формами бора в глинах существует прямая связь: чем больше бора адсорбируется, тем большая его часть входит в кристаллическую решетку (Fleet, 1965; Leman, 1966).

Экспериментальными данными установлено, что на адсорбцию бора глинистыми минералами оказывает влияние pH среды, концентрация бора в растворе, температура, соленость и длительность соприкосновения глины с раствором (Хардер, 1965; Fleet, 1965; Leman, 1966). Следовательно, изменения физико-химической среды должны приводить к изменению содержания бора в глинистых минералах. В связи с этим бор в существенно глинистых породах должен отражать изменения фациальной обстановки. И действительно, максимальные содержания бора обнаружены в алевролитах и аргиллитах фаций ОВП, ОВЦ и ОПП, что связано, по-видимому, с накоплением их в солоноватоводных или даже в солоноводных условиях. Эти выводы согласуются с данными детального литолого-фациального анализа, так как по его данным осадки указанных фаций формировались в условиях прибрежно-морской равнины и на них оказывала влияние морская вода как дополнительный источник бора в периоды трансгрессий.

Как известно, морская вода содержит значительные количества бора – 4,6 мг/л (Гольдберг, 1963). Осадки фаций ОЗП, ОЗЗ, ОЗУ, ОПА, ОПО образовались в пресноводной и континентальной обстановках, на что указывают низкие содержания бора в них. Полученные данные очень близки к литературным данным по современным озерным осадкам (Мун, Бектуров, 1971).

Закономерные изменения содержания бора в исследуемых отложениях наиболее четко фиксируются в их глинистой части (фракция < 0,001 мм). Количество бора в них постепенно увеличивается от 0,0055% (среднее) в осадках дельт (фация ОВМ) до 0,0170% в центральных частях крупных озерных водоемов (фация ОВЦ). В осадках мелких озер с аллювиальной и аллювиально-дельтовой обстановкой осадконакопления его содержания резко понижаются – от 0,0080% (фации ОЗП и ОЗЗ) до 0,0040 и 0,0066% в озерно-болотных (почвенных) отложениях, сформированных за счет заболачивания мелких озер аллювиальных долин и аллювиально-дельтовых равнин (фации ОПА, ОПО, ОПВ). Высокие содержания бора (0,0350%) установлены в глинистой фракции прибрежно-морских почв, сформированных в результате заболачивания прибрежно-морских осадков (фация ОПП) (табл. 28; см. рис. 16).

Такое распределение бора в глинистой фракции озерных и озерно-болотных отложений является не случайным, а отражает закономерное изменение физико-химической обстановки осадконакопления в древних озерных водоемах. В глинистой фракции озерно-болотных отложений, образованных в результате заболачивания осадков речных долин (фация ОПА) южного склона Гиссарского хребта, содержание бора повышено (среднее 0,0083%) по сравнению с аналогичными осадками в юго-западных отрогах Гиссара, что объясняется влиянием области питания. В целом характер распределения бора в глинистой фракции озерных и озерно-болотных отложений показывает, что увеличение количества бора в них в основном происходит на фоне изменения физико-химической обстановки осадконакопления.

Таким образом, по содержанию бора в глинистой фракции озерные и озерно-болотные отложения исследуемого региона четко дифференцируются на солоноватоводные и пресноводные.

Таблица 28

Среднее содержание бора (в %) в глинистой фракции (<0,001 мм) озерных и озерно-болотных отложений

Количество анализов	Фация	Бор	Количество анализов	Фация	Бор
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>			<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>		
9	ОПА	0,0083	6	ОВМ	0,0055
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>			2	ОВП	0,0095
2	ОПА	0,0066	4	ОВЦ	0,0170
4	ОЗП, ОЗЗ	0,0080	1	ОПВ	0,0040
3	ОЗУ	0,0080	2	ОПП	0,0350

Однако при использовании бора глинистой фракции для реконструкции палеофашиальной обстановки необходимо учитывать влияние областей питания. Надежные результаты можно получить в том случае, если осадки образованы в едином бассейне осадконакопления с одной и той же областью питания.

В литературе приводятся данные, которые показывают, что для палеогеографических построений можно также использовать растворимый бор (Кейт, Дегенс, 1961; Мун, Бектуров, 1971). Авторы исходят из того, что в современных водах количество бора прямо пропорционально минерализации воды и чем больше бора в воде, тем большая часть его переходит в осадок. В результате определенная доля его закрепляется в структуре глинистых минералов, а некоторая часть находится в сорбированном состоянии. Таким образом, определяя количество растворимого (в основном адсорбированного бора), можно судить о характере вод, в которых шло формирование осадков.

В современных солонowodных илах было обнаружено 15–35% растворимого бора (от его общего содержания), а для осадков слабoминерализованных озер — около 10% (Мун, Бектуров, 1971).

По данным А.П. Виноградова (1957), в почвах на долю кислото-растворимого бора приходится 10%, а в случае засоленных почв оно может доходить до 80%. Обработка пресноводных глин разбавленной соляной кислотой показала, что в них содержание бора снижается до 30% (Хардер, 1965).

В связи с этим интересно было выявить соотношения подвижной и закрепленной формы бора в изучаемых отложениях. Для этой цели в глинистых разностях пород определялся силикатный и растворимый бор. Наибольшее количество растворимого бора обнаружено в крупных озерных водоемах с прибрежно-морской обстановкой осадконакопления — 28% от общего содержания бора (табл. 29; см. рис. 16 и приложение, табл. 4), тогда как в осадках мелких проточных и зарастающих озер его содержание составляет всего 16%.

Следовательно, эти различия могут указывать на то, что воды крупных озерных водоемов прибрежно-морских равнин были более минерализованы и концентрация бора в них была выше по сравнению с мелкими озерами аллювиальных и аллювиально-дельтовых равнин. Эти данные согласуются с распределением бора валового и бора в глинистой фракции.

Сравнение растворимого бора в мелких озерных отложениях южного склона Гиссарского хребта с аналогичными данными юго-западных отрогов Гиссара показывает, что в первых растворимого бора почти в два раза больше (30%). Это скорее всего объясняется влиянием области питания, так как на южном склоне Гиссарского хребта при формировании озерных осадков размыту подвергались бороносные породы, соответственно и уровень концентрации бора в воде был высоким. Следовательно, на количество растворимого бора в осадках,

Таблица 29

Содержание различных форм бора (в %) в озерных и озерно-болотных отложениях

Разрез	Фа- ция	Коли- чество анализ- зов	Среднее			Относительное	
			В вал	В сил	В раств	В сил	В раств
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>							
Лучоб, Ханака,	ОПА	6	0,0115	0,0091	0,0024	80	20
Ташкутан,	ОЗП	5	0,0098	0,0069	0,0029	70	30
Шаргунь	ОЗЗ						
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>							
Хандиза, Туода,	ОЗП	4	0,0063	0,0053	0,0010	84	16
Вандоб	ПЗЗ						
	ОВП	5	0,0098	0,0070	0,0028	72	28
	ОВЦ						
	ОПВ	4	0,0056	0,0031	0,0022	60	40
	ОЗУ	2	0,0075	0,0037	0,0038	49	51

Таблица 30

Содержание $S_{орг}$ и валового бора (в %) в озерных и озерно-болотных отложениях

Разрез	№ пробы	Фа- ция	$S_{орг}$	Бор	Разрез	№ пробы	Фа- ция	$S_{орг}$	Бор
Шаргунь	11	ОЗУ	2,46	0,0030	Санджар	170	ОВП	0,73	0,0071
"	16	ОЗУ	1,13	0,0110	"	179	ОВП	0,19	0,0058
"	130	ОЗУ	1,17	0,0110	"	60	ОПО	1,41	0,0050
"	18	ОЗП	0,33	0,0058	"	94	ОПО	0,93	0,0100
"	137	ОЗЗ	0,41	0,0130	"	146	ОЗУ	9,01	0,0040
"	141	ОЗП	0,26	0,0095	"	147	ОЗУ	1,72	0,0068
"	170	ОЗЗ	0,19	0,0130	"	180	ОЗУ	0,70	0,0079
"	26	ОПО	0,43	0,0087	"	161	ОВЦ	0,81	0,0080
Хандиза	87	ОЗП	0,49	0,0056	"	111	ОЗУ	8,74	0,0050
"	127	ОЗП	0,94	0,0056	Вандоб	178	ОЗЗ	0,83	0,0050
"	112	ОЗУ	1,33	0,0055	"	218	ОЗЗ	1,54	0,0100
"	159	ОВП	0,37	0,0066	"	224	ОЗП	1,49	0,0045
"	169	ОВП	0,59	0,0071	"	187	ОЗУ	2,35	0,0050
"	156	ОВЦ	1,40	0,0089	"	160	ОЗП	0,27	0,0020
"	164	ОВЦ	0,52	0,0079	"	257	ОВП	0,53	0,0053
Санджар	74	ОЗЗ	0,26	0,0096	"	247	ОВЦ	0,23	0,0080
"	137	ОЗЗ	0,69	0,0083	"	244	ОВЦ	0,39	0,0087
"	184	ОЗЗ	1,20	0,0130	"	170	ОПО	0,57	0,0048
"	152	ОЗП	1,60	0,0071	"	202	ОПО	0,99	0,0045
"	84	ОЗУ	2,76	0,0058	"	152	ОПП	1,39	0,0045
"	92	ОЗУ	0,82	0,0058					

кроме минерализации воды озерных водоемов, значительное влияние могут оказывать породы областей питания. В боросных провинциях количество растворимого бора и в пресноводных озерных отложениях может достигать значительных величин за счет увеличения концентрации бора в водах озер.

Максимальное количество растворимого бора (40-51%) от его общего содержания обнаружено в осадках торфяных болот, сапропелевых озер (фашия ОЗУ) и в озерно-болотных (почвенных) отложениях (фашия ОПВ), образованных в результате заболачивания осадков крупных озерных водоемов прибрежно-морских равнин.

Такие высокие содержания растворимого бора в них по сравнению с осадками самих озер объясняются тем, что бор адсорбируется наряду с глинистыми минералами и тонкодисперсным органическим веществом. Количество последнего в озерно-болотных отложениях (фашии ОПО, ОПВ) и в осадках сапропелевых озер (фашия ОЗУ) достигает значительных величин (табл. 30).

Как известно, с органическим веществом бор связан непрочно, он находится в основном в сорбированном состоянии (Мун, Бектуров, 1971). Следовательно, при обработке раствором соляной кислоты бор из органических веществ полностью высвобождается, что и приводит к увеличению растворимого бора в указанных осадках.

В почвах южного склона Гиссарского хребта, образованных в результате заболачивания осадков аллювиальных долин (фашия ОПА), обнаружено всего 20% растворимого бора от его общего содержания независимо от повышенных содержаний бора в породах области питания. Сравнительно пониженные содержания растворимого бора в них по сравнению с почвенными отложениями юго-западных отрогов Гиссарского хребта объясняются тем, что они формировались за счет заболачивания пресноводных аллювиальных отложений, характеризующихся низкими содержаниями бора.

Таким образом, растворимый бор в озерно-болотных отложениях распределен так же закономерно, как и бор в глинистой фракции. Отсюда следует, что по содержанию растворимого бора можно дифференцировать отложения озерных водоемов на пресноводные и солоноводные. Озерно-болотные отложения разделяются на почвы, образованные за счет пресноводных отложений, и почвы, сформированные за счет солоноводных осадков. При этом следует учитывать влияние областей питания.

Силикатный бор в исследуемых отложениях распределяется так же закономерно, как и остальные формы бора, но его содержания в большей степени зависят от области питания. Повышенное количество силикатного бора в целом характерно для южного склона Гиссарского хребта (см. табл. 29, рис. 16).

Следовательно, при формировании озерных и озерно-болотных отложений южного склона Гиссарского хребта, как и в аллювиальных отложениях, размыву подвергались бороносные осадочно-метаморфические и гранитоидные породы (см. гл. III). Напротив, при образовании озерных и озерно-болотных отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта обломочный материал поступал в основном из кор выветривания, для которых характерны низкие содержания бора.

Рассмотрим влияние $C_{орг}$ на распределение бора в озерных и озерно-болотных отложениях. Как показывают анализы пород (см. табл. 30), содержание $C_{орг}$ в них колеблется в широких пределах. Минимальные количества (0,33-0,70%) обнаружены в алеврито-песчаных осадках (фашии ОЗП, ОПО, ОПВ); максимума $C_{орг}$ достигает в углистых аргиллитах сапропелевых озер и торфяных болот (фашия ОЗУ). В них установлено $C_{орг}$ от 1,33 до 9,01% и более. Рассчитывался информационный коэффициент корреляции по методике А.Б. Вистелиуса (1964). Он оказался равным 0,68. Эта величина показывает, что связь бора с $C_{орг}$ значима. Для пары $B-C_{орг}$ величина характеристики $2I(N_1 : N_2)$ равна 0,5. При 21 степени свободы и 95% доверительной вероятности $\chi^2 = 11,59$ (Айвазян, 1968). Следовательно, верна гипотеза H_1 , что содержание $C_{орг}$ и бора изменяется пропорционально. Это свидетельствует о связи бора с $C_{орг}$ и о влиянии последнего на миграцию и распределение бора в озерных и озерно-болотных отложениях. Этот факт следует учитывать при использовании бора в качестве индикатора среды седиментации.

* * *

Таким образом, приведенный материал показывает, что бор в озерных и озерно-болотных отложениях распределен закономерно - происходит увеличение содержаний различных форм бора от осадков мелких озерных водоемов с аллювиальной и аллювиально-дельтовой обстановкой седиментации к отложе-

ниям крупных озерных водоемов, сформированных в условиях прибрежно-морской равнины.

Озерные и озеро-болотные отложения, развитые в аллювиальной и аллювиально-дельтовой равнине, накапливались в пресноводных условиях, а осадки, образованные в крупных озерных водоемах прибрежно-морских равнин, — в солоноватоводной обстановке, что вполне согласуется с данными детального литолого-фациального анализа.

Полученные результаты также очень близки к литературным данным по современным озерным осадкам. Установлено, что в однотипных озерных отложениях с различными областями питания количество бора может резко различаться. В связи с этим бор может служить показателем среды седиментации только в осадочных образованиях, сформированных в едином бассейне с одной и той же областью питания. Установлено также, что на количество бора в озерных и озеро-болотных отложениях определенное влияние оказывает и органическое вещество; это следует учитывать при использовании бора для палеогидрохимических реконструкций.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ БОРА В МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Исследованиями В.М. Гольдшмидта и К.К. Петерса еще в 1938 г. было показано, что морские отложения содержат больше бора, чем их пресноводные аналоги. Дальнейшие многочисленные исследования бора как в современных, так и в древних морских и океанических отложениях подтвердили и детализировали этот факт. В среднем континентальные осадки содержат $n \cdot 10^{-3}\%$ бора, тогда как морские и океанические на порядок больше — $n \cdot 10^{-2}\%$ (табл. 31).

Концентрация бора в морской воде в среднем составляет $4,6 \cdot 10^{-4}\%$ (Гольдберг, 1963). По сравнению с ними в пресных водах обнаружено незначительное количество бора — $n \cdot 10^{-5}$ — $10^{-6}\%$ (Виноградов, 1967). Повышенные содержания бора в водах морей и океанов объясняются поступлением его в результате подводных вулканических процессов.

Основное количество бора в морских и океанических отложениях связано с глинистыми породами. В последних основным концентратором его являются глинистые минералы.

Установлено, что количество бора в глинистых осадках зависит от солености воды. В связи с этим в последнее время было опубликовано большое число работ, указывающих на возможность использования данных бора в осадочных породах в качестве показателя палеосолености (Emst e. a., 1958; Кейт, Дегенс, 1961; Frederickson, Reynolds, 1960b; Potter e. a., 1963; Walker, 1962, 1963, 1964; Ивановская, 1965; и др.).

Несмотря на многочисленные исследования бора, до настоящего времени имеют лишь общие сведения о его распределении в морских отложениях. В то же время известно, что в морском бассейне осадки накапливаются в различных его участках с определенным гидродинамическим и физико-химическим режимом. Поэтому интересно изучить распределение бора и его различных форм нахождения в детально расчлененных полифациальных морских отложениях с учетом их вещественного состава.

Среди морских отложений исследуемого региона выделены пять макрофаций и десять фаций, осадки которых формировались в определенных участках морского бассейна в условиях гумидного и аридного климата (см. гл. II). По вещественному составу пород среди них выделяются терригенные, карбонатные и сульфатные образования.

Таблица 31

Среднее содержание бора в современных и древних морских и океанических осадках (по литературным данным)

Моря, океаны	Современные отложения				Древние отложения			
	Типы осадков	Количество анализов	В.п. $\cdot 10^{-3}$, %	Источник	Породы	Количество анализов	В.п. $\cdot 10^{-3}$, %	Источник
Черное море	Глинистые илы	-	6,4-9,8	Красничева, Шпикина, 1959	Глинистые сланцы (карбон)	-	10-20	Ernst e.a., 1958
То же	Все типы осадков в целом	230	16,7	Сухоруков, Емельянов, 1969	Сланцевые глины (карбон)	15	11,5	Кейт, Дегенс, 1961
"	То же	476	10,8	Гурский, 1970	Глины	-	10	Turekian, Wedepohl, 1961
Балтийское море	Терригенные песчано-алевритовые илы	90	11	Сухоруков, Емельянов, 1969	Сланцы и глины	20	12,4	Potter e.a., 1963
Баренцево море	Песчаные, алевритовые и глинистые илы	25	19,4	Гурский, 1970	Глинистые сланцы (мезозой)	17	15	Хардер, 1965
Средиземное море	Все типы осадков в целом	920	14,8	Сухоруков, Емельянов, 1969	Глинистые сланцы (палеозой)	44	9,4	Хардер, 1965
То же	Карбонатно-глинистые и алеврито-глинистые илы	32	13,5	Гурский, 1970	Глины (юра)	259	10,2	Лебедев, 1967
Каспийское море	Алеврито-глинистые и глинистые илы	26	8,5	Гурский, 1970	Алевриты (юра)	71	13,5	Валнев, 1974
То же	Морские глины	-	8,96	Potter e.a., 1963	Аргиллиты (юра)	31	18	Валнев, 1974
Тихий океан	Красные глины	-	9,4-9,9	Красничева, Шпикина, 1959				
То же	Диатомовые илы	-	10,9-11	Красничева, Шпикина, 1959				
"	Глубоководные осадки	35	30	Goldberg, Arrhenius, 1958				
"	То же	-	30	Хардер, 1965				
"	Пелагические глинистые осадки	38	13	Landergren, 1964				
Атлантический океан	Глубоководные осадки	-	13-19	Хардер, 1965				
То же	Вулканоластические слабобожелезистые илы	30	12	Сухоруков, Емельянов, 1969				
"	Глубоководные глины	-	23	Turekian, Wedepohl, 1961				

Бор в морских терригенных отложениях

Несмотря на привнос терригенного материала из двух различных областей питания, его накопление осуществлялось в едином морском бассейне и сопровождалось их значительным перемешиванием и усреднением. Ввиду этого геохимия бора в них будет рассмотрена в целом для всего изучаемого региона.

Рассмотрим распределение валового бора в терригенных осадках различных фаций, образованных как в гумидном, так и в аридном климате. Низкие содержания бора (в среднем 0,0041–0,0075%) установлены в песчано-гравийных осадках сильноподвижного приустьевое мелководья (фашия ММД) и в алеврито-песчаных осадках подвижного мелководья (фашия МПП), сформированных в условиях гумидного климата (табл. 32, рис. 17). В глубь морского бассейна его количество постепенно возрастает и достигает своего максимума (в среднем 0,015%) в глинистых осадках удаленных частей морского бассейна (фашия МУТ). Относительно высокие содержания бора (в среднем 0,011–0,016%) установлены в песчано-глинистых отложениях заливов и лагун (фашии МПП и МПК).

Наибольшее количество валового бора обнаружено в морских отложениях аридного литогенеза. Так, в гравийно-песчаных осадках прибрежного открытого мелководья с признаками аридизации климата (фашия МАО) содержание бора составляет в среднем 0,0065%. В песчано-алевритовых осадках застойного мелководья (фашия МАЗ) и в глинистых осадках заливов и лагун с аридным климатом (фашия МСК) концентрация бора достигает 0,015–0,017%. Несколько понижается его содержание (в среднем 0,013%) в гипсоносно-глинистых аридных осадках (фашия МСГ). Это связано с примесью гипса в них, так как в самих гипсах обнаружены незначительные содержания бора (от следов до 0,0013%).

Как следует из приведенного материала, валовый бор в морских отложениях распределяется закономерно – его количество увеличивается от осадков дельты в глубь морского бассейна. Эта тенденция проявляется на фоне колебаний содержаний бора в каждом генетическом типе (см. приложение, табл.5) вследствие механической дифференциации материала: в пределах отдельных фаций бора в тонкозернистых осадках больше, чем в грубозернистых. Кроме того, высокие содержания бора устанавливаются в осадках заливов и лагун. При этом следует отметить, что в осадках, образованных в одних и тех же

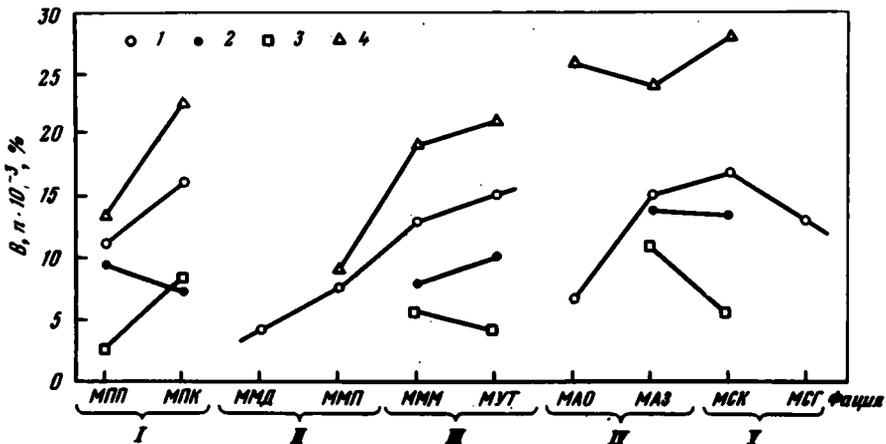


Рис. 17. Распределение средних содержаний различных форм бора – $V_{вал}$ (1), $V_{сил}$ (2), $V_{раств}$ (3), $V_{гл.фр}$ (4) – в морских терригенных отложениях
Отложения: I – заливно-лагунные гумидные, II – прибрежного мелководья, III – удаленных частей морского бассейна, IV – прибрежного мелководья с признаками аридизации климата, V – заливно-лагунные аридные

Таблица 32

Содержание валового бора (в %) в морских терригенных отложениях

Фашия	Генетический тип	Колебание содержания в генетическом типе	Среднее в генетическом типе	Среднее в фашии
МПП	МПП-1	0,0040-0,0120	$\frac{0,0078}{10}$	$\frac{0,011}{33}$
	МПП-2	0,0064-0,030	$\frac{0,013}{23}$	
МПК	МПК-2	0,011-0,029	$\frac{0,016}{32}$	$\frac{0,016}{32}$
ММД	ММД-1	0,0027-0,0043	$\frac{0,0034}{3}$	$\frac{0,0041}{11}$
	ММД-2	0,0016-0,0071	$\frac{0,0044}{8}$	
ММП	ММП-1	0,0040-0,010	$\frac{0,0066}{8}$	$\frac{0,0074}{11}$
	ММП-2	0,0071-0,011	$\frac{0,0097}{3}$	
МММ	МММ-1	0,0064-0,016	$\frac{0,010}{5}$	
	МММ-5	0,010-0,017	$\frac{0,013}{8}$	$\frac{0,013}{18}$
	МММ-6	0,015-0,018	$\frac{0,016}{5}$	
МУТ	МУТ-1	0,0091-0,030	$\frac{0,015}{13}$	$\frac{0,015}{13}$
МАО	МАО-1	0,0032-0,0079	$\frac{0,0052}{5}$	
	МАО-2	0,0028-0,013	$\frac{0,0073}{8}$	$\frac{0,0065}{13}$
МАЗ	МАЗ-1	0,0037-0,0069	$\frac{0,0052}{3}$	
	МАЗ-2	0,012-0,030	$\frac{0,017}{13}$	$\frac{0,015}{16}$
	МСК-3	0,014-0,021	$\frac{0,017}{3}$	$\frac{0,017}{3}$
МСГ	МСГ-1	0,013	$\frac{0,013}{2}$	$\frac{0,013}{2}$

Примечание. В знаменателе указано количество проанализированных проб.

участках морского бассейна, но в различных климатических условиях, количество бора значительно различается. В аридных глинистых осадках его заметно больше, чем в аналогичных гумидных. Такое распределение валового бора в осадках различного генезиса объясняется влиянием различных факторов: гидродинамического режима бассейна седиментации, изменения солености воды и механической дифференциации терригенного материала, т.е. фашиальных условий среды осадконакопления.

В литературе имеются две точки зрения, доказывающие увеличение содержания бора от дельтовых осадков в глубь морского бассейна. Так, С. Ландергрэн и другие исследователи (Landergren, 1945, 1958; Frederickson, Reynolds,

1960b) считают, что между количеством бора в глинистой фракции и солесностью морской воды существует линейная зависимость. Следовательно, повышение количества бора в глинистых породах в глубь морского бассейна объясняется увеличением солесности воды. Согласно данным А. Левинсона и К. Людвиг (Levinson, Ludwick, 1966), адсорбция бора глинами протекает в основном в дельтовой зоне, где происходит перемешивание пресной речной воды с солеными морскими водами. Авторы считают, что тонкодисперсные глины сорбируют больше бора и отлагаются на удаленных расстояниях от устьев рек. На промежуточной дистанции накапливаются смешанные грубозернистые и тонкозернистые осадки с меньшим содержанием бора. В связи с этим наблюдается постепенное увеличение концентрации бора в глинистых породах от устьев рек в сторону открытого моря и океана, что связано с гидродинамическим режимом бассейна осадконакопления и механической дифференциацией материала.

Как показывают наши данные (табл. 33), основное количество бора в морских терригенных породах связано с их глинистой частью; и носителем, и концентратором его являются глинистые минералы. Высокие содержания бора обнаружены и во фракции 0,1 – 0,01 мм благодаря присутствию турмалина.

Следовательно, на количество валового бора в осадках оказывает влияние и количество глинистой фракции. Однако причину увеличения содержания валового бора от дельтовых осадков в глубь морского бассейна, с одной стороны, к заливам и лагунам – с другой, как в гумидных условиях климата, так и в аридных, скорее всего, следует объяснять не количественным изменением глинистой фракции в породе, а изменением физико-химических условий (фациальной среды) осадконакопления.

По данным экспериментальных исследований, количество адсорбированного глинистыми минералами бора прежде всего зависит от его концентрации в растворе (Хардер, 1965; Fleet, 1965; Lemay, 1966). Изучение различных морских вод показало, что чем выше их солесность, тем больше в них бора (Понизовский, Мелешко, 1957; Reley; Skirrow, 1965). Следовательно, смена гидрохимической среды осадконакопления должна приводить к изменениям концентрации бора в глинистой части осадков.

В целом распределение бора в глинистой фракции пород морских терригенных отложений (табл. 34; см. рис. 17) подчиняется той же закономерности, что и распределение валового бора, но оно выражено более четко. Минимальные содержания бора (в среднем 0,0090%) установлены в глинистой фракции пород прибрежного мелководья (фация ММП); постепенно его содержание в глубь морского бассейна возрастает. В осадках удаленных частей морского бассейна (фация МУТ) концентрация бора достигает 0,0210%. Высокие содержания бора обнаружены в заливах и лагунах (фации МПП и МПК), где они составляют соответственно 0,0130 и 0,0224%. Особенно повышенные содержания бора отмечаются в глинистой фракции пород аридной части морских отложений. В осадках прибрежного мелководья (фации МАО и МАЗ) с признаками аридизации климата содержание бора составляет в среднем 0,0210–0,0260%; максимума (0,0280%) он достигает в аридных лагунных осадках (фация МСК). Однако четкой зависимости содержания бора от количества глинистой фракции в породах не наблюдается (см. табл. 34). При одних и тех же количествах глины (50–57%) содержание бора колеблется от 0,0134 до 0,0280%. В другом случае при содержании валового бора 0,0068% (фация МАО) и лишь 11,2% глинистой фракции в породе концентрация бора в ней достигает 0,0260%. Все эти факты указывают на преимущественную зависимость содержаний бора в глинистой фракции от фациальной среды накопления.

Таким образом, отложения прибрежного мелководья (фации ММД и ММП), скорее всего, накапливались в опресненных условиях. Осадки сравнительно удаленных частей морского бассейна (фации МММ и МУТ), а также заливов и лагун (фации МПП и МПК) формировались в нормально-соленой обстановке осадконакопления. Отложения аридных частей разрезов (фации МАО, МАЗ и особенно фация МСК) накапливались в условиях повышенной солесности морской

Таблица 33

Среднее содержание бора (в %) в различных фракциях терригенных морских отложений

Фракция, мм	Количество анализов	Бор	Фракция, мм	Количество анализов	Бор
>0,1	20	0,0048	0,01-0,001	25	0,0163
0,1-0,01	24	0,0123	<0,001	44	0,0200

Таблица 34

Среднее содержание бора (в %) в глинистой фракции (< 0,001 мм) морских терригенных отложений

Фация	Количество анализов	Глинистая фракция, %	Бор	Фация	Количество анализов	Глинистая фракция, %	Бор
МПП	10	50,0	0,0134	МУТ	4	50,0	0,0210
МПК	9	55,0	0,0224	МАО	3	11,2	0,0260
ММП	2	14,6	0,0090	МАЗ	3	57,0	0,0240
МММ	4	42,0	0,0190	МСК	3	56,0	0,0280

Таблица 35

Содержание различных форм бора (в %) в терригенных морских отложениях

Фация	Количество анализов	Среднее			Относительное	
		Бор _{вал}	Бор _{сил}	Бор _{раств}	В _{сил}	В _{раств}
ММД	1	0,0066	0,0051	0,0015	77	23
МПП	10	0,0120	0,0094	0,0026	78	22
МПК	10	0,0150	0,0073	0,0077	49	51
МММ	6	0,0130	0,0078	0,0052	60	40
МУТ	5	0,0140	0,0100	0,0040	71	29
МАО	3	0,0160	0,0123	0,0037	77	23
МАЗ	3	0,0250	0,0140	0,0110	56	44
МСК	3	0,0180	0,0130	0,0050	72	28

воды, на что указывает закономерное и постепенное возрастание содержаний в них бора. Эти выводы хорошо согласуются с данными детального литолого-фациального анализа. Кроме того, они очень близки литературным данным. Так, по исследованиям К. Уолкера (Walker, 1963), количество бора в чистом иллите надежно отражает палеосоленость. Он приводит следующие данные: в осадках слегка опресненных морских вод бор составляет 0,0133-0,0210%, нормально-соленых - 0,0205-0,0216%, морских с повышенной соленостью 0,0307-0,0353%, слабо засоленных - 0,0505-0,0530% и в эвапоритах > 0,0530%.

Распределение различных форм бора в изучаемых морских отложениях показало, что оно подчиняется определенной закономерности (табл. 35; см. рис. 17 и приложение, табл. 6). Количество силикатного бора постепенно увеличивается от осадков приустьевых мелководья (фация ММД) в глубь морского бассейна (фация МУТ) и максимума достигает в заливно-лагунных аридных осадках (фации МАЗ и МСК). Содержание силикатного бора увеличивается на фоне возрастания количества бора в глинистой части пород, так

Таблица 36

Содержание $C_{орг}$ и валового бора (в %) в терригенных морских отложениях

Разрез	№ про- бы	Фация	$C_{орг}$	Бор	Разрез	№ про- бы	Фация	$C_{орг}$	Бор
Лучоб	200	МММ	2,36	0,0170	Хандиза	164	МПП	0,01	0,0079
"	228	МАЗ	0,52	0,0170	"	159	ММД	0,37	0,0066
"	185	МПК	0,25	0,0230	"	169	МПП	0,59	0,0071
"	196	МПК	0,47	0,0120	"	188	МПК	0,73	0,0190
"	221	МАО	1,20	0,0093	Санджар	1	ММП	0,21	0,0100
"	175	МПП	0,44	0,0063	"	178	МПП	0,73	0,0071
"	149а	МСК	1,31	0,0150	"	74	МПП	0,26	0,0096
Шаргунь	180	МПП	1,38	0,0200	"	184	МПК	1,20	0,0130
"	201	МПП	0,65	0,0200	"	152	МПП	1,60	0,0071
"	192	ММД	0,62	0,0200	Вандоб	111	МПК	0,54	0,0089
"	250	МАО	0,47	0,0200	"	141	МПП	2,35	0,0079
"	279	МАЗ	0,06	0,0050	"	49	МУТ	3,82	0,0160
"	301	МСК	0,23	0,0200	"	26	МУТ	0,29	0,0110
"	194	МПП	0,56	0,0220	"	75	МММ	0,54	0,0040
"	221	МПК	0,23	0,0250	"	67	МУК	0,26	0,0091
"	177	МПП	2,31	0,0110	"	123	МММ	0,75	0,0100
Хандиза	177	МПП	0,37	0,0140	"	96	ММП	0,48	0,0040
"	200	МПК	2,36	0,0190	"	107	МПК	0,29	0,0095
"	184	МПК	0,08	0,0100	"	113	МПК	0,59	0,0069
"	183	МПК	0,09	0,0110	"	53	МУТ	0,45	0,0160

как преимущественную часть силикатного бора в морских отложениях составляет бор, связанный с глинистыми минералами (см. рис. 17).

В исследуемых морских отложениях в целом обнаружено повышенное (22–51%) содержание растворимого бора от общего количества бора в породе (см. табл. 35). Однако содержание подвижного бора в осадках различных фаций морских терригенных отложений колеблется в значительных пределах. Так, на фоне постепенного увеличения количества этой формы бора от прибрежного мелководья в глубь морского бассейна в отдельных фациях (МПК, МММ, МАЗ) ее содержание достигает 40–51%. Резко повышенное количество растворимого бора в осадках указанных фаций, по-видимому, обусловлено не только соленостью морской воды, но и влиянием других факторов. Как известно, бор наряду с адсорбцией глинистыми минералами и тонкорассеянным органическим веществом может соосаждаться гидроокислами различных металлов (см. гл. V). Следовательно, высокие содержания растворимого бора в осадках фаций МПК, МММ, МАЗ, скорее всего, связаны с процессами соосаждения. Именно в прибрежном мелководье в заливах и лагунах осаждаются различные гидроокислы из-за резкой смены pH среды. При обработке таких пород 5%-ным раствором соляной кислоты наряду с адсорбированным бором из глинистых минералов и органического вещества высвобождается бор, связанный с гидроокислами металлов.

Количество органического вещества в исследуемых морских терригенных отложениях колеблется в широких пределах – от 0,01 до 3,82% (табл. 36). Информационный коэффициент корреляции, рассчитанный между бором валовым и $C_{орг}$ по методике А.Б. Вистелиуса (1964), оказался равным 0,77. Эта величина показывает на значимую связь между бором и $C_{орг}$. Проверка вида связи показала, что для пары $B-C_{орг}$ $2\bar{I}(H_1:H_2) = 7,2$. При 21 степени свободы и 95%-ной доверительной вероятности $\chi^2 = 11,59$ (Айвазян, 1968). Это указывает на прямую корреляционную связь бора с $C_{орг}$. Таким образом, на распределение бора в морских отложениях наряду с другими факторами оказывает влияние и содержание $C_{орг}$.

Подводя итоги, можно сделать следующие выводы. Бор в морских терригенных отложениях распределен закономерно: происходит увеличение бора валового, силикатного и растворимого и особенно бора в глинистой фракции от дельтовых отложений в глубь морского бассейна, а также к заливам и лагунам. Количество различных форм бора в однотипных осадках, сформированных в гумидных и аридных климатических условиях, различается. В аридных отложениях его сравнительно больше, чем в гумидных. Такое распределение бора в них обусловлено главным образом изменением палеосолености. Выявлено, что на количество подвижного бора, кроме глинистой фракции, существенное влияние оказывают процессы соосаждения с гидроокислами различных металлов и количество органического вещества. Следовательно, данные о распределении бора (лучше всего бора в глинистой фракции) можно использовать для детальных палеогидрохимических реконструкций древних морских отложений.

Бор в морских карбонатных отложениях

Данные по содержанию бора в карбонатных породах довольно ограничены. В.М. Гольдшмидт и К.К. Петерс (1938) установили, что доломиты содержат незначительное количество бора (0,0005–0,0010%). В известняках Австрии содержание бора составляет 0,00028%, в то время как в мергелях оно увеличивается до 0,0143% (Heide, Thile, 1958).

По данным К. Турекьяна и Р. Веллеполя (Turekian, Wedepohl, 1961), в среднем в карбонатных породах содержание бора составляет 0,0020%. Основное количество бора в известняках связано с примесью глинистого материала, в частности с иллитом (Хардер, 1965; Reynolds, 1965; и др.). Допускается связь определенной его части с органическим веществом и гётитом. Г. Хардер (1965) для карбонатных пород приводит среднее содержание бора – 0,0027%. В карбонатных породах аридных бассейнов седиментации установлены высокие содержания бора – до 0,019%, в отдельных случаях – до 0,031%. Столь значительное количество бора в них объясняется проявлением гетеровалентного изоморфизма между анионом BO_3^{3-} и CO_3^{2-} (Иванов, 1969).

В результате детального литолого-фашиального анализа и изучения вещественного состава пород установлено несколько разновидностей известняков, сформировавшихся в различных участках морского бассейна (см. гл. II). Как показывают результаты анализа (табл. 37, рис. 18; см. приложение, табл. 7),

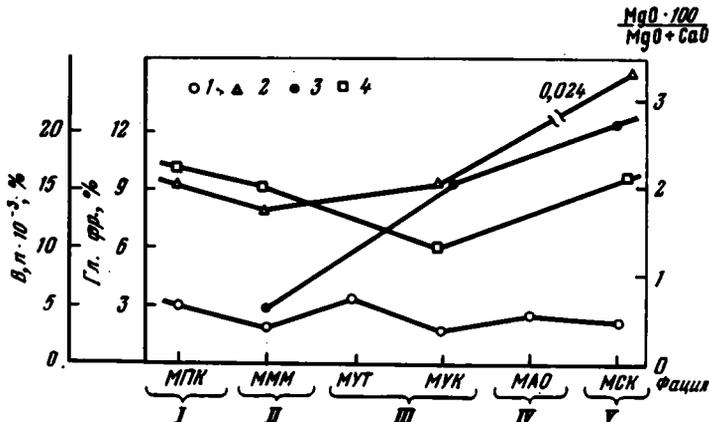


Рис. 18. Распределение средних содержаний различных форм бора – $V_{\text{вал}}$ (1), $V_{\text{гл.фр}}$ (2), изменение величины коэффициента магнезиальности пород (3) и количество глинистой фракции (4) в зависимости от фаций в карбонатных отложениях

Известняки: I – заливно-лагунные гумидные, II – прибрежного мелководья, III – сформированные в удаленных от побережья частях морского бассейна, IV – прибрежные с признаками аридизации климата, V – карбонатные породы заливно-лагунного (аридного) генезиса

Таблица 37

Содержание валового бора (в %) в карбонатных породах

Фация	Генетический тип	Колебание содержания в генетическом типе	Среднее содержание в генетическом типе	Среднее содержание в фации
МПК	МПК-1	0,0020-0,0063	$\frac{0,0051}{7}$	$\frac{0,0050}{9}$
	МПК-3	0,0045-0,0048	$\frac{0,0046}{2}$	
МММ	МММ-2	0,0016-0,0035	$\frac{0,0025}{4}$	$\frac{0,0033}{13}$
	МММ-3	0,0013-0,0100	$\frac{0,0050}{5}$	
	МММ-4	0,0012-0,0026	$\frac{0,0020}{4}$	
МУТ	МУТ-2	0,0020-0,0096	$\frac{0,0058}{2}$	$\frac{0,0058}{2}$
МУК	МУК-1	0,0013-0,0071	$\frac{0,0030}{16}$	$\frac{0,0033}{18}$
	МУК-2	-	Не обн. $\frac{21}{21}$	
	МУК-3	0,0035-0,0083	$\frac{0,0060}{2}$	
МАО	МАО-3	0,0035-0,0050	$\frac{0,0042}{3}$	$\frac{0,0042}{3}$
МСК	МСК-1	0,0024-0,0063	$\frac{0,0037}{6}$	$\frac{0,0035}{17}$
	МСК-2	0,0013-0,0079	$\frac{0,0032}{6}$	
	МСК-4	0,0016-0,0060	$\frac{0,0035}{5}$	

Примечание. В знаменателе указано количество проанализированных проб.

в различных генетических типах карбонатных отложений устанавливаются незначительные количества бора - от 0,0010 до 0,010%. Их них в 25 проанализированных пробах чистых хомогенных известняков (фация МУК) в 21 случае бора не обнаружено, только в четырех пробах его содержания составляли 0,0010-0,0021%. Различия в содержании бора в зависимости от типа известняков и климатических условий их образования не наблюдаются. Установлено, что основное количество бора в них приурочено к нерастворимому остатку. С карбонатным материалом бор не связан. Характер распределения бора в нерастворимом остатке показывает, что он приурочен в основном к алевритоглинистой фракции (табл. 38).

Повышенные содержания бора в алевритовой фракции (0,1-0,01 мм) связаны с присутствием в ней значительного количества турмалина. В глинистой фракции его носителем и концентратом являются гидрослюда и хлорит.

Изучение распределения растворимого бора в карбонатных породах показало, что его содержание в них колеблется в широких пределах - от 4 до 86% от общего количества бора в породе (табл.39). При этом его максимальные содержания тяготеют к органогенным известнякам и к осадкам, имеющим значительную примесь глинистого материала. В органогенных известняках почти весь бор находится в составе органических остатков, и он из них полностью высвобождается в результате обработки раствором соляной кислоты. Как извест-

Таблица 38

Среднее содержание бора (в %) в различных фракциях карбонатных пород

Фракция, в мм	Количество анализов	Бор	Фракция, в мм	Количество анализов	Бор
>0,1	6	0,0053	0,01-0,001	16	0,0132
0,1-0,01	16	0,0104	<0,001	16	0,0182

Таблица 39

Содержание различных форм бора (в %) в карбонатных породах

Разрез	№ пробы	Генетический тип	Нерастворимый остаток, %	В вал	В сил	В раств	Относительное содержание	
							В сил	В раств
Лучоб	182	МПК-1	15,7	0,0030	0,0022	0,0008	73	27
Ташкутан	98	МПК-3	24,4	0,0048	0,0010	0,0038	21	79
Шаргунь	225	МММ-3	5,4	0,0013	0,0003	0,0010	23	77
"	228	МММ-3	6,4	0,0074	0,0011	0,0063	15	85
Хандиза	203	МММ-4	59,0	0,0026	0,0020	0,0006	60	40
Вандоб	34	МММ-4	13,7	0,0016	0,0016	-	100	-
"	47	МММ-3	9,6	0,0017	0,0008	0,0009	47	53
"	74	МММ-2	55,0	0,0063	0,0039	0,0024	63	37
Ташкутан	112	МУК-2	3,2	0,0010	0,0003	0,0007	32	68
"	118	МУК-1	8,0	0,0066	0,0009	0,0057	14	86
"	123	МУК-1	4,2	0,0025	0,0004	0,0021	16	84
"	125	МУК-1	18,8	0,0027	0,0026	0,0001	96	4
Шаргунь	231	МУК-1	7,6	0,0020	0,0012	0,0008	60	40
"	236	МУК-1	32,3	0,0071	0,0045	0,0026	63	47
"	239	МУК-1	7,8	0,0035	0,0016	0,0019	46	54
Туода	4	МУК-2	3,2	0,0035	0,0010	0,0025	29	71
"	18	МУК-1	9,9	0,0028	0,0016	0,0012	57	43
Вандоб	9	МУК-2	4,0	0,0040	0,0011	0,0029	28	72
"	116	МУК-1	8,6	0,0044	0,0030	0,0014	68	32
"	15	МУК-2	3,8	0,0018	0,0010	0,0008	56	44
"	19a	МУК-1	13,8	0,0046	0,0036	0,0010	80	20
Лучоб	226	МСК-2	38,4	0,0017	0,0017	-	100	-
"	231	МСК-1	58,6	0,0063	0,0026	0,0037	41	59
"	242	МСК-1	29,4	0,0028	0,0026	0,0002	93	7
Ташкутан	136	МСК-1	50,4	0,0027	0,0020	0,0007	74	26
"	138	МСК-1	10,0	0,0024	0,0011	0,0013	46	54
"	141	МСК-2	9,1	0,0024	0,0007	0,0017	29	71
Шаргунь	287	МСК-2	6,4	0,0020	0,0020	-	100	-
"	324	МСК-2	18,4	0,0044	0,0024	0,0020	54	46
"	329	МСК-2	6,8	0,0018	0,0007	0,0011	39	61
Хандиза	217	МСК-4	7,0	0,0045	0,0013	0,0032	29	71
Туода	1	МСК-4	7,2	0,0035	0,0011	0,0024	31	69

но, некоторые морские организмы концентрируют бор в заметных количествах (см. гл. IV).

Из известняков с примесью терригенного материала растворимый бор десорбируется также из глинистых минералов и тонкорассеянного органического вещества, где он находится в сорбированном состоянии. Возможно, что определенная часть бора поступает в результате растворения таких минералов, как гётит, хлорит и некоторые гидроокислы, присутствующие в различных типах известняков.

Таким образом, колебания содержания валового бора в породах определенных фаций карбонатной толщи объясняются изменением количества терригенной примеси и органического детрита в них. Чем больше в нерастворимом остатке известняков глинистой фракции, тем больше в них валового бора. Более четкая зависимость содержания бора от фациальных условий накопления карбонатных пород наблюдается в их глинистой фракции (табл. 40; см. рис. 18).

Таблица 40

Содержание бора (в %) в глинистой фракции карбонатных пород

Фация	Количество анализов	Нерастворимый остаток, %	Глинистая фракция, %	Бор
МПК	2	22	10	0,0150
МММ	3	42	9	0,0130
МУК	6	11	6	0,0200
МСК	5	14	9	0,0240

Как видно из характера распределения бора в глинистой фракции, его содержание в ней не зависит от количества глины, а возрастает закономерно с изменением физико-химической среды осаждения. Так, содержания бора в глинистой фракции карбонатных пород центральных частей заливов и лагун (фация МПК) и малоподвижного мелководья (фация МММ) остаются примерно одинаковыми (0,0150–0,0130%). В сторону удаленных частей морского бассейна (фация МУК) оно возрастает до 0,0200% и в глинистой части карбонатных пород заливов и лагун (фация МСК), образованных в условиях аридного климата, достигает максимума (0,0240%). Эти результаты вполне согласуются с распределением бора в глинистой фракции терригенных морских отложений и указывают на постепенное увеличение солёности морской воды к верхам разреза карбонатной формации. Следовательно, при накоплении карбонатных пород в фациях МПК, МММ солёность воды была близкой к нормальной. Известняки фаций МУТ и МУК формировались в условиях нормальной солёности, а при накоплении карбонатных пород в фациях МАО и МСК солёность была повышенной. На это указывает также увеличение коэффициента магниальности пород $\left(\frac{\text{MgO} \cdot 100}{\text{MgO} + \text{CaO}}\right)$ от фации МММ к фации МСК, рассчитанного по методу А.Б. Ронова и А.И. Ермишкиной (1953) (табл. 41; см. рис. 18).

Таблица 41

Изменение коэффициента магниальности пород $\left(\frac{\text{MgO} \cdot 100}{\text{MgO} + \text{CaO}}\right)$ карбонатной толщи

Фация	Количество анализов	Среднее значение коэффициента
МММ	4	0,62
МУК	7	2,10
МСК	3	2,73

Рассмотрим влияние $S_{\text{орг}}$ на распределение бора в карбонатных породах. Его количество в них колеблется от 0,01 до 1,31% (табл. 42). Информационный коэффициент корреляции, рассчитанный согласно методике А.Б. Вистелиуса (1964), оказался равным 0,68, что указывает на значимую связь бора с $S_{\text{орг}}$. Проверка вида связи по формуле $2\bar{I}(H_1 : H_2)$ для пары В– $S_{\text{орг}}$ дала величину 7,1. Эта величина распределена как χ^2 с числом степеней свободы,

Таблица 42

Содержание $S_{орг}$ и валового бора (в %) в карбонатных породах

Разрез	№ пробы	Фация	$S_{орг}$	Бор	Разрез	№ пробы	Фация	$S_{орг}$	Бор
Лучоб	249	МСК	1,31	0,0050	Вандоб	3	МУК	0,03	0,0013
"	242	МСК	0,08	0,0024	"	23	МУТ	0,46	0,0020
Хандиза	203	МММ	0,38	0,0026	"	13	МУК	0,09	0,0018
Шаргунь	225	МММ	0,09	0,0013	"	9	МУК	0,06	0,0040
"	278	МСК	0,06	0,0012	"	47	МММ	0,06	0,0017
"	324	МСК	0,33	0,0044	"	116	МУК	0,14	0,0044
"	284	МСК	0,09	0,0014	"	15	МУК	0,01	0,0018
"	235	МУК	0,05	0,0071	"	7	МУК	0,09	0,0015
"	239	МУК	0,13	0,0035	"	19	МУК	0,07	0,0018
"	242	МУК	0,04	0,0025	"	33	МММ	0,97	0,0016

равным 15. При 15 степенях свободы и 95%-ной доверительной вероятности $\chi^2 = 7,26$ (Айвазян, 1968). Следовательно, верна гипотеза H_1 , т.е. концентрации $S_{орг}$ и бора изменяются пропорционально в карбонатных породах. Отсюда следует, что на миграцию и концентрацию бора в них наряду с глинистыми минералами определенное влияние оказывает и $S_{орг}$. Учитывая сказанное, можно сделать следующие выводы.

В целом в карбонатных породах обнаружены незначительные количества бора – от 0,0010 до 0,010%, при этом в хемогенных чистых известняках бора не обнаружено. Установлено, что основное количество бора в них связано с нерастворимым остатком и колебания его содержаний в пределах определенных фаций обусловлены изменением количества терригенной примеси. Главным концентратором бора в карбонатных породах является глинистая фракция ($< 0,001$ мм). В последней количество бора увеличивается с возрастанием палеосолености, что хорошо согласуется с величинами коэффициентов магнетизальности пород. Следовательно, бор в глинистой фракции карбонатов можно использовать для реконструкции условий накопления карбонатных пород.

Бор в морских сульфатных отложениях

Сульфатные образования в исследуемом регионе представлены гипсами и ангидритами. Превращены они к аридной части осадков (кимеридж-титовской ярус) и венчают разрез юрских отложений, особенно широко гипсы и ангидриты развиты в структуре Мечитли (южный склон Гиссарского хребта). На юго-западных отрогах Гиссара в описанных разрезах они отсутствуют в связи с их эрозией, за исключением разреза Хандиза (структура Сурхантау), где они сохранились полностью.

Гипсы обычно без примеси терригенного материала. Они образуют мощные пластовые тела – от 2–3 до 5–10 м и более. Иногда среди них встречаются прослой доломитизированных известняков, известковых доломитов и загипсованных глин. Цвет гипсов обычно белый, реже встречаются бледно-розовые и белые с голубоватым оттенком разности.

О распределении и формах нахождения бора в гипсах и ангидритах в литературе высказываются два мнения. Г.Хардер (1965), исследуя гипсоносные отложения, обнаружил в них повышенные содержания бора. Он объясняет это тем, что бор присутствует в них в виде вкраплений собственных минералов типа ашарита. Высокие содержания бора (~0,03–0,06%) в гипсах и ангидритах в аридных пермских отложениях объясняются процессом гетероэвалентного изоморфизма между анионом BO_3^{3-} и SO_4^{2-} (Иванов, 1969).

В гипсах меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Средней Азии из 135 анализов в 60% обнаружено в среднем 0,0036% бора, а в остальных случаях – следы (Вировец, Зенин, 1966). Для гипсов морского генезиса Т.Ф.Бойко (1973) приводит в среднем цифру 0,00136% бора (наши данные по гипсам и ангидритам приведены в приложении, табл. 7). В шести пробах бор не обнаружен, в четырех его содержания колеблются от 0,0011 до 0,0016%. В обр. 94 из разреза Оби–Заранг установлено высокое содержание бора – в среднем при четырехкратном определении в одном и том же образце 0,050%. В лобезно предоставленных В.С. Лучниковым керновых образцах ангидритов из скважины Шаамбары (южный склон Гиссарского хребта) бор обнаружен от следов до 0,0011%. Следовательно, гипсы и ангидриты исследуемой территории крайне бедны бором, его концентрации в них ниже кларковых. Это указывает на то, что в стадию осаждения гипсов бор удерживался в растворе благодаря образованию различных комплексных соединений (Валяшко, 1953).

Высокие содержания бора в обр. 94 из разреза Оби–Заранг, очевидно, следует объяснить присутствием в нем собственных борных минералов. Основанием для этого служит наличие в аналогичных образованиях верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта аксессуарных минералов – данбурита, каолита и сульфобората (Ишниязов, Парпиев, 1963; Коробов и др., 1965).

Глава VI

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БОРА В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

О ВИДЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМ БОРА В ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ

Исследование геохимии бора в юрских отложениях южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта показало, что на распределение различных форм бора наряду с фациальной средой некоторое влияние оказывает питающая провинция. Кроме того, известны работы, в которых указывается, что на количество бора в осадках могут влиять и процессы эпигенеза (Хардер, 1965).

Рассмотрим закономерности распределения бора в глинистых породах (мелкозернистые алевролиты и аргиллиты) исследуемого региона, для которых характерны две области питания и отложения которых претерпели эпигенез (данные анализа различных форм бора в глинистых породах юрских полифациальных отложений приведены в приложении, табл. 2,4,6).

Исходя из геохимических и физико-химических свойств бора и его поведения в разбавленных водных растворах в зоне гипергенеза, следует ожидать, что поведение силикатного бора зависит в основном от терригенного материала, в котором бор прочно связан в решетке адсорбента; поэтому его распределение должно быть близким к нормальному. Миграция бора в водной среде определяется минерализацией и pH среды. Концентрация бора в речных водах достигает 10^{-5} – $10^{-6}\%$, а в морских 10^{-4} – $10^{-3}\%$ (Виноградов, 1967). Распределение растворимого бора в этом случае должно подчиняться логнормальному закону (Адамчук и др., 1973; Адамчук, Пачаджанов, 1973).

В соответствии с предполагаемым распределением бора силикатного и растворимого бор валовый должен иметь трехпараметрическое распределение (Родников, 1963) вида

$$\xi = a + \eta,$$

где a и ξ – нормальное распределение, η – логнормальное.

Таблица 43

Параметры распределения различных форм бора в глинистых породах

Группа	Бор	\bar{X} , %	S	A	S _A	E	S _E	Закон распределения
I	V _{вал}	0,0130	0,0050	1,06	0,36	1,97	0,64	Нормальный
	V _{сил}	0,0089	0,0031	0,62	0,36	0,45	0,64	"
	V _{раств}	0,0040 (0,0028)	0,0033	1,34	0,36	1,84	0,64	Логнормальный
II	V _{вал}	0,0088	0,0036	0,50	0,34	-0,59	0,62	Нормальный
	V _{сил}	0,0058	0,0025	0,76	0,34	0,91	0,62	"
	V _{раств}	0,0030 (0,0022)	0,0023	1,02	0,34	0,21	0,62	Логнормальный

Примечание. Для растворимого бора в скобках приведены среднегеометрические величины.

Статистические расчеты параметров (\bar{X} , S, A, E) распределения различных форм бора проводились на ЭВМ МИР-1.

С помощью статистики Колмогорова – Смирнова (Миллер, Кан, 1965) сравниваем распределение однотипных форм бора в породах южной (I) и юго-западной (II) частей Гиссарского хребта. Графические построения и расчеты подтверждают предположение о характере распределения различных форм бора.

Распределение силикатного бора подчиняется нормальному закону (табл. 43, рис. 19) и зависит от области сноса, что главным образом сказывается на величине \bar{X} : значения S, A и E для обеих групп пород близки. Величина статистики Колмогорова – Смирнова для силикатного бора I и II групп пород равна 0,46, что гораздо выше значимого (0,19 при уровне 0,05), т.е. распределение бора в осадках, образовавшихся за счет разных областей сноса, различается существенно.

Бор растворимый распределен логнормально (рис. 20; см. табл. 43). Значения величин S и A для пород двух групп очень близки. Отклонение кумулятивных кривых, равное 0,22 при уровне 0,01, незначимо: однако при уровне 0,05 отклонение будет значимо (рис. 21). Это свидетельствует о том, что на распределение растворимого бора состав пород питающей провинции оказывает более слабое влияние, чем на распределение силикатного бора. Следует отметить, что различие по растворимому бору на уровне 0,05 отвечает его концентрации, составляющей менее 0,0027%, т.е. оно характерно для континентальных условий. Именно здесь в распределении растворимого бора должно проявиться влияние двух областей питания. В то же время в морских глинистых породах различие по растворимому бору должно сглаживаться в связи с усреднением в едином бассейне седиментогенеза. И действительно, при содержании бора выше 0,0045% наблюдается незначительное различие даже при уровне 0,05 (см. рис. 21).

Таким образом, если для силикатного бора во всех обстановках осадкообразования наблюдается значимое различие, обусловленное областью питания, то для растворимого бора оно проявляется лишь в континентальных условиях, что может быть использовано при фашиально-геохимических исследованиях.

Нормальное распределение силикатного бора и логнормальное растворимого приводит к тому, что валовый бор будет иметь нормальное распределе-

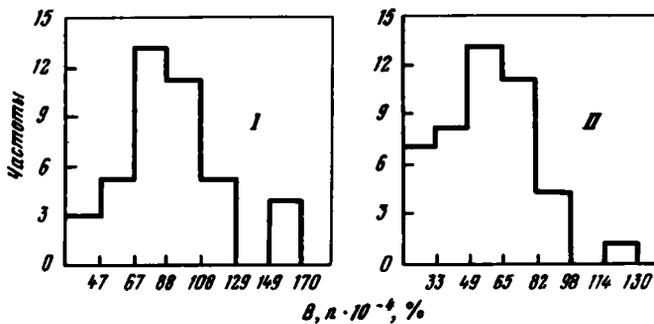


Рис. 19. Гистограммы распределения бора силикатного в глинистых породах юрских отложений
I – южный склон Гиссарского хребта; II – юго-западные отроги Гиссарского хребта

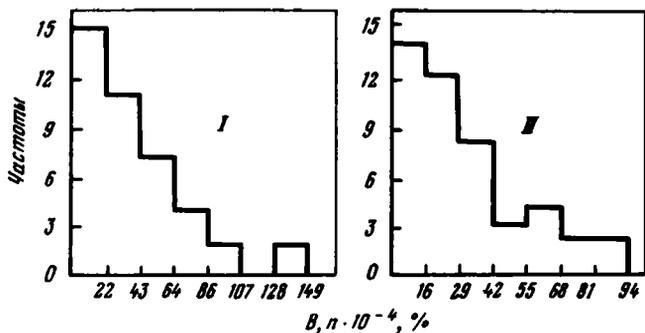


Рис. 20. Гистограммы распределения растворимого бора в глинистых породах юрских отложений
I – южный склон Гиссарского хребта; II – юго-западные отроги Гиссарского хребта

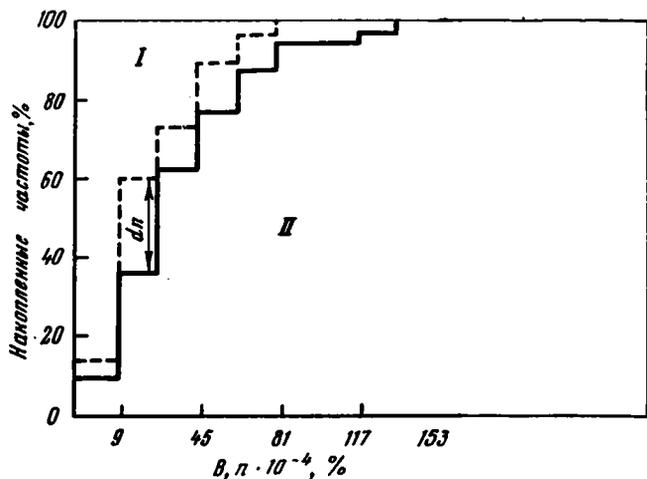


Рис. 21. Сравнение кумулятивных кривых содержания растворимого бора в глинистых породах юрских отложений

I – южный склон Гиссарского хребта; II – юго-западные отроги Гиссарского хребта; $dn = 0,22$, $dn(0,05) = 0,19$

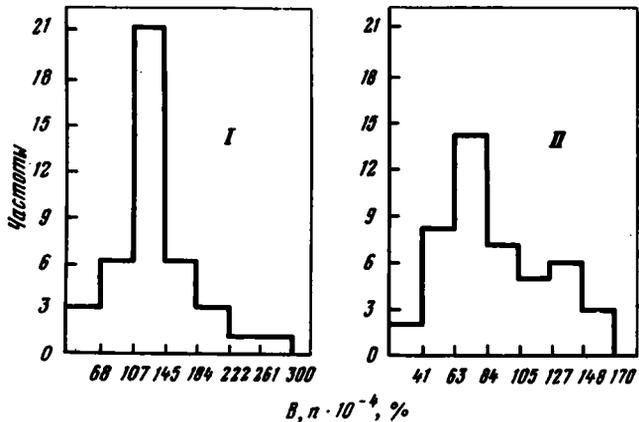


Рис. 22. Гистограммы распределения валового бора в глинистых породах юрских отложений
I – южный склон Гиссарского хребта; II – юго-западные отроги Гиссарского хребта

ние (рис. 22; см. табл. 43). Это свидетельствует о трехпараметрическом распределении вида

$$X_{В_{вал}} = X_{В_{сил}} + \lg X_{В_{раств}}$$

Для валового бора статистика Колмогорова – Смирнова (d_n) при сравнении двух территорий равняется 0,40, что выше значимой при уровне 0,01.

Это различие обусловлено влиянием состава пород областей питания. Следовательно, распределение бора силикатного и валового в глинистых породах Гиссарского хребта зависит от состава пород областей питания. Для растворимого бора влияние питающих провинций проявляется лишь в континентальных условиях, а в морских оно сглаживается.

Рассмотрим влияние эпигенеза на распределение бора в глинистых породах. Согласно данным минералого–петрографических исследований, отложения юго–западных отрогов Гиссарского хребта несут следы более сильного воздействия процессов эпигенеза по сравнению с отложениями южного склона Гиссара.

Расчеты параметров распределения различных форм бора показывают, что для силикатного бора характерна меньшая величина асимметрии – 0,62 (южный склон Гиссара) и 0,76 (юго–западные отроги Гиссара). Для растворимого бора характерна большая асимметрия – 1,34 (южный склон Гиссара) и 1,02 (юго–западные отроги Гиссара) (см. табл. 43). Этот факт указывает на то, что в процессе литификации осадков бор частично перераспределяется, т.е. происходит закрепление некоторой части подвижного бора в глинистых породах путем вхождения его в кристаллическую решетку глинистых минералов. Однако следует заметить, что отклонения от нормального распределения для бора (по вычисленным параметрам) в обеих территориях идентичны. Это свидетельствует практически о слабом влиянии процессов эпигенеза на формы нахождения бора в глинистых породах. Следовательно, бор может быть надежно использован в качестве геохимического индикатора среды седиментации и в отложениях, претерпевших эпигенез.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛАХ

Распределение и формы нахождения бора в генетических группах континентальных и морских отложений исследуемого региона показали, что главным носителем и концентратором бора в различных литологических типах пород является их глинистая фракция. Установлено, что количество бора в ней четко отражает изменения фациальной обстановки осадконакопления. Вследствие этого интересно рассмотреть особенности распределения бора в глинистых минералах изучаемых отложений.

Согласно литературным данным, основным концентратором бора в глинистой фракции пород является иллит, в меньшей степени – каолинит и монтмориллонит (Хардер, 1965).

Экспериментальные исследования форм нахождения бора на искусственно полученных минералах – флогопите, мусковите, сапоните – указывают на замещение бором кремния и алюминия в тетраэдрах. При этом было выявлено некоторое влияние щелочных ионов, в частности калия, на стабилизацию бора в четверной координации (Stubican, Roy, 1962).

Различная обработка глинистых минералов (температурная и кислотная) показала, что бор в них закреплен чрезвычайно прочно. Авторы пришли к выводу, что количество бора в глинистых минералах после захвата его в процессе седиментации не подвергается перераспределению при последующих процессах литификации осадков, за исключением глубоких проявлений метаморфизма (Landergrén, 1945; Frederickson, Reynolds, 1960a).

Все эти исследования геохимии бора в глинистых минералах проводились с целью выявить возможности его использования в качестве показателя палеосолености древних бассейнов седиментации. Однако этот вопрос до настоящего времени остается дискуссионным.

Одни авторы (Spears, 1965; Акульшина, 1971) считают, что основное количество бора в глинистые минералы внедряется в процессе выветривания материнских пород; в связи с этим использование бора в качестве индикатора среды осадкообразования исключено.

Другая группа исследователей (Frederickson, Reynolds, 1960b; Frederickson, Reynolds, 1962; Walker, 1963; Adams e.a., 1965; Ивановская, 1965; и др.) допускает, что преимущественная часть бора в глинистых минералах захватывается в процессе их переноса и накопления в водных средах и что количество бора в последних зависит от солености воды, а это является предпосылкой использования бора в качестве индикатора палеосолености.

Третья группа авторов (Хардер, 1965; Cody, 1970) высказывает мнение, что на количество бора в глинистых минералах могут оказывать существенное влияние постседиментационные процессы (зараженные бором грунтовые воды, эпигенез и т.д.), поэтому следует учитывать такие процессы при использовании бора в качестве геохимического индикатора.

Наши исследования термодинамики системы бор-вода для условий зоны гипергенеза показали, что формы и механизм миграции бора зависят главным образом от pH среды и концентрации бора в растворе. В результате расчета баланса различных форм мономерного и полимерного гидролиза бора допускается возможность адсорбции бора глинистыми минералами и его накопление при pH выше 7,5, что соответствует морской воде (см. гл. IV). Это говорит о возможности использования данных о распределении бора в глинистых минералах для палеогидрохимических реконструкций. В связи с этим вопрос об использовании бора в глинистых минералах как геохимического индикатора среды осадкообразования может быть решен только в случае исследования его поведения в глинистых минералах, охватывающих осадочный процесс в целом, — от зоны мобилизации вещества, включая конечные бассейны аккумуляции. С этой точки зрения, весьма удачным объектом являются исследуемые юрские отложения Гиссарского хребта, так как в них можно проследить распределение бора в глинистых минералах в фашиальном профиле от коры выветривания через континентальные — аллювиальные, озерные и озерно-болотные отложения — до разнофашиальных морских отложений включительно.

В предыдущих наших работах (Тимофеев, Валиев, Пачаджанов, Адамчук и др., 1974; Валиев и др., 1975) были рассмотрены закономерности распределения бора в глинистых минералах юрских отложений и показана зависимость его содержания от палеосолености. Здесь обобщены результаты этих исследований с включением данных по доюрским корам выветривания.

Рентгеноструктурным, термическим анализом и электронной микроскопией в глинистой части пород исследуемых отложений установлены минералы, которые образуют шесть ассоциаций, каждая из которых приурочена к осадкам определенных обстановок осадконакопления (см. гл. III).

Как показывают результаты анализа, количество бора в глинистых минералах различных ассоциаций колеблется в значительных пределах — от 0,001 до 0,040% (см. приложение, табл. 8). Устанавливается четкая тенденция увеличения концентрации бора в глинистых минералах от коры выветривания (в среднем от 0,0026%) через аллювиальные, мелкие озерные и озерно-болотные отложения (0,0051–0,0068%) к отложениям крупных приморских озерных водоемов (0,0085–0,0250%) и далее — к разнофашиальным морским отложениям (0,0093–0,0275%) (табл. 44, рис. 23).

Такая картина отражает влияние физико-химической среды осадконакопления на распределение бора в глинистых минералах.

Количество бора в ассоциациях глинистых минералов аллювиальных, мелких озерных и озерно-болотных отложений можно рассматривать, как близкое к содержанию бора в глинистых минералах коры выветривания, т.е. в значитель-

Таблица 44

Средние содержания бора и их дисперсия в ассоциациях глинистых минералов

Генетические группы	Количество анализов	\bar{X} , %	S, %	Ассоциация
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>				
Кора выветривания	3	0,0078	0,0016	Гидрослюдисто-каолинитовая
Аллювиальные	15	0,0084	0,0041	Каолинит-гидрослюдистая
"	12	0,0066	0,0041	Гидрослюдисто-каолинитовая
"	6	0,0035	0,0017	Удлиненно-пластинчато-гидрослюдистая
Мелкие озерные и озерно-болотные	3	0,0071	0,0020	Гидрослюдисто-каолинитовая
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>				
Кора выветривания	6	0,0026	0,0018	Гидрослюдисто-каолинитовая
Аллювиальные	5	0,0063	0,0014	То же
"	5	0,0051	0,0022	Каолинит-гидрослюдистая
"	3	0,0048	0,0020	Удлиненно-пластинчатая гидрослюдистая
Мелкие и озерные и озерно-болотные	4	0,0048	0,0021	Каолинит-гидрослюдистая
То же	5	0,0068	0,0016	Гидрослюдисто-каолинитовая
Крупные озерные (прибрежная часть)	3	0,0097	0,0010	То же
То же	4	0,0085	0,0026	Каолинит-гидрослюдистая
Крупные озерные (центральная часть)	2	0,0250	-	Каолинит-гидратированно-гидрослюдистая
<u>Южные и юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>				
Дельтовые	2	0,0093	-	Каолинит-гидратированно-гидрослюдистая
Заливно-лагунные (гумидные)	19	0,0196	0,0080	То же
Прибрежно-мелководные (гумидные)	4	0,0147	0,0057	"
То же	4	0,0150	0,0031	Хлорит-гидратированно-гидрослюдистая
Удаленная часть морского бассейна (гумидные)	7	0,0210	0,0087	Гидратированно-гидрослюдистая
Прибрежно-мелководные (с признаками аридности)	7	0,0250	0,0071	Хлорит-гидратированно-гидрослюдистая
Заливно-лагунные (аридные)	4	0,0275	0,0084	То же

ной степени унаследованное от областей питания. Концентрация же бора в глинистых минералах из осадков крупных приморских озерных водоемов в 2-3 раза выше концентрации бора в аналогичных глинах из коры выветривания и аллювиально-озерно-болотных отложений, что указывает на его накопление в стадию солоноватоводной седиментации. Однако следует заметить, что в самых крупных озерных водоемах наблюдается дифференциация содержания бора в осадках от прибрежных частей к центральным. Это, скорее всего, связано с изменением гидрохимического режима осадкообразования в пределах самих приморских озер.

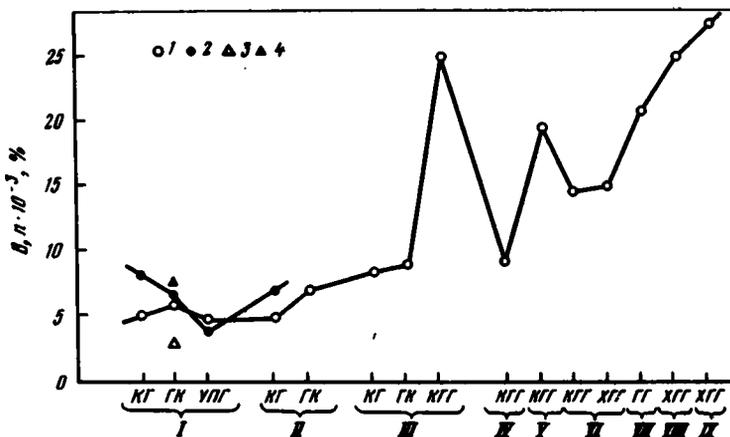


Рис. 23. Распределение средних содержаний бора в ассоциациях глинистых минералов юрских отложений в зависимости от условий их генезиса
Отложения: I – аллювиальные, II – мелкие озерные и озерно-болотные, III – крупных приморских озер, IV – дельтовые, V – заливно-лагунные гумидные, VI – прибрежно-мелководные гумидные, VII – удаленных частей морского бассейна, VIII – прибрежного мелководья с признаками аридизации климата, IX – заливно-лагунные аридные

1 – юго-западные отроги Гиссарского хребта; 2 – южный склон Гиссарского хребта; 3 – кора выветривания юго-западных отрогов; 4 – кора выветривания южного склона Гиссарского хребта

Ассоциации глинистых минералов: КГ – каолинит-гидрослюдистая; ГК – гидрослюдисто-каолинитовая; УПГ – удлиненно-пластинчато-гидрослюдистая; КГГ – каолинит-гидратированно-гидрослюдистая; ГГ – гидратированно-гидрослюдистая; ХГГ – хлорит-гидратированно-гидрослюдистая

Более контрастная дифференциация содержаний бора в зависимости от палеосолёности обнаружена в глинистых минералах разнофациальных морских отложений – наблюдается отчетливое возрастание концентрации бора от дельтовых осадков в глубь морского бассейна, а также к заливам и лагунам. Наибольшее количество бора обнаружено в заливно-лагунных аридных осадках. На основании этих данных можно считать, что дельтовые отложения накапливались, по всей вероятности, в сильно опресненной обстановке, прибрежно-мелководные гумидные осадки – в слабо опресненной, осадки удаленных частей морского бассейна и заливно-лагунные гумидные – в нормально-солёной, а осадки прибрежно-мелководного и заливно-лагунного аридного генезиса – в условиях повышенной солёности вод. Полученные результаты хорошо согласуются с данными литолого-фациального анализа. Кроме того, они очень близки к значениям концентраций бора, рассчитанных на чистый иллит из различных гидрохимических типов бассейнов, приводимым К. Уолкером (Walker, 1963).

Изучение зависимости содержаний бора от минералогического состава ассоциаций глинистых минералов показало, что в пределах как континентальных, так и морских отложений в одноименных фациальных обстановках в каолинит-гидрослюдистой и гидрослюдисто-каолинитовой, каолинит-гидратированно-гидрослюдистой и хлорит-гидратированно-гидрослюдистой ассоциациях содержания бора остаются близкими (см. табл. 44). Это указывает на то, что количество бора в глинистых минералах почти не зависит от их минералогического состава, а изменяется главным образом с переменной гидрохимического режима осадконакопления. Следовательно, бор обладает индикаторными свойствами в глинистых минералах юрских отложений любого минералогического состава.

Некоторое влияние на количество бора оказывает процесс эпигенеза. Однако он проявляется только в грубозернистых породах, а в существенно гли-

нистых сильно ослаблен. Так, в новообразованной эпигенетической удлиненно-пластинчатой гидрослуде, выделенной из цемента нижнеюрских русловых гравелитов и крупнозернистых песчаников (южный склон Гиссарского хребта), несколько занижены содержания бора по сравнению с количеством бора в глинистых минералах, выделенных из мелкозернистых алевролитов и аргиллитов идентичного генезиса. Это, очевидно, объясняется незначительным перераспределением бора под влиянием поровых флюидов при глубоком эпигенезе.

Обнаружено также и влияние питающих провинций на содержание бора в глинистых минералах. Так, в ассоциациях глинистых минералов южного склона Гиссарского хребта в аллювиальных, мелких озерных и озерно-болотных обстановках осадконакопления отмечаются повышенные содержания бора по сравнению с аналогичными образованиями его юго-западных отрогов (см. табл. 44). Это обусловлено тем, что при формировании континентальных отложений южного склона Гиссарского хребта размыту подвергались в основном обогащенные бором осадочно-метаморфические и гранитоидные породы (см. гл. III). При формировании аналогичных осадков юго-западных отрогов Гиссарского хребта глинистые минералы привносились преимущественно из кор выветривания, для которых были характерны низкие содержания бора. Следовательно, количество бора в глинистых минералах в случае континентальных отложений отражает и вещественный состав области питания. В случае морских отложений эти различия сглаживаются благодаря значительному перемешиванию материала в морском бассейне.

Таким образом, приведенный материал позволяет сделать вывод, что данные о распределении бора в ассоциациях глинистых минералов независимо от их соотношения могут служить надежным индикатором среды осадконакопления единого бассейна седиментации с одной и той же областью питания. При этом не обязательно производить пересчеты содержаний бора на чистый иллит, как это предлагает делать К. Уолкер (Walker, 1963).

Глава VII

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ИНДИКАТОРНЫХ СВОЙСТВ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМ БОРА

В настоящее время в литературе высказываются различные мнения об индикаторных свойствах бора и его различных форм. Так, М. Кейт и Э. Дегенс (1961), Л. А. Гуляева, В. Н. Лыгалова (1965), Б. А. Лебедев (1967) и другие для разделения пресноводных и морских отложений предлагают использовать валовый бор в существенно глинистых породах. Исследуя различные современные озерные илы и сопоставляя их с древними осадочными породами, А. И. Мун и А. Б. Бектуров (1971) пришли к заключению о возможности разделения пресноводных и солоноводных осадков по содержанию в них растворимой формы бора (кислотные вытяжки). Некоторые исследователи считают, что наилучшим показателем среды осадкообразования является количество бора в глинистых минералах, в частности в иллите (Frederickson, Reynolds, 1960a, 1962; Walker, 1962, 1963, 1964; Eagar, 1962; Хардер, 1965; Ивановская, 1965; и др.). В связи с этим необходимо было провести сравнительный анализ и оценить индикаторные свойства отдельных форм бора в отложениях различного генезиса. Объектом для таких исследований послужили юрские отложения изучаемого региона, в составе которых установлен ряд генетических групп отложений: аллювиальные (I), мелкие озерные и озерно-болотные (II), крупноозерные (III), дельтовые (IV), прибрежно-мелководные гумидные (V), заливно-лагунные гумидные (VI), отложения удаленных частей морского бассейна (VII), прибрежно-мелководные с признаками аридизации климата (VIII) и заливно-лагунные аридные (IX).

Проверка нулевой гипотезы $H_0 (\mu_1 = \mu_2; \sigma_1 = \sigma_2)$ при альтернативе $H_1 (\mu_1 \neq \mu_2; \sigma_1 \neq \sigma_2)$ проводилась с помощью критериев Фишера (F) и Стьюдента (t) (Пустыльник, 1968):

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2}, \text{ где } S_1 > S_2; \quad (1)$$

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}}, \quad (2)$$

где \bar{X}_1, \bar{X}_2 - средние сравниваемых выборок; S_1, S_2 - их дисперсии; n_1, n_2 - количество определений.

БОР ВАЛОВЫЙ

Содержание валового бора в литологически однотипных породах (песчаниках, алевролитах, аргиллитах) постепенно возрастает от аллювиальных отложений к крупноозерным и далее от дельтовых в глубь морского бассейна к заливно-лагунным аридным отложениям (табл. 45, рис. 24). Результаты проверки нулевой гипотезы (табл. 46) показывают, что на 95%-ном доверительном уровне по содержанию валового бора в песчаниках по критериям F и t пресноводные отложения (I, II, IV) отделяются от морских (V, VI, VII, VIII, IX).

По содержанию бора в алевролитах (табл. 47) значительно различаются между собой по критерию t , а в отдельных случаях и по критерию F крупноозерные (III), дельтовые (IV), прибрежно-мелководные гумидные (V), заливно-лагунные гумидные (VI), заливно-лагунные аридные (IX) отложения. В остальных группах отложений сравнения незначимы.

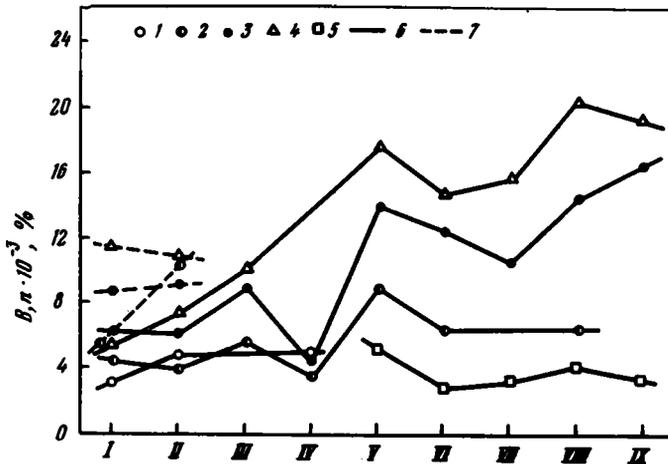


Рис. 24. Распределение средних содержаний валового бора в различных литологических типах пород в зависимости от их генезиса

Отложения: I - аллювиальные, II - мелкие озерные и озерно-болотные, III - крупных приморских озер, IV - дельтовые, V - заливно-лагунные гумидные, VI - прибрежно-мелководные гумидные, VII - удаленных частей морского бассейна, гумидные, VIII - прибрежного мелководья с признаками аридизации климата, IX - заливно-лагунные аридные

1 - гравелит; 2 - песчаник; 3 - алевролит; 4 - аргиллит; 5 - известняк; 6 - юго-западные отроги Гиссарского хребта; 7 - южный склон Гиссарского хребта

Таблица 45

Средние содержания валового бора и их дисперсия в различных типах пород

Генетические группы	Литологические типы пород	Количество во анализах	\bar{X} , %	S, %
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>				
Аллювиальные	Конгломерат	8	0,0034	0,0022
	Гравелит	24	0,0035	0,0015
	Песчаник	16	0,0055	0,0021
	Алевролит	29	0,0089	0,0026
Мелкие озерные и озерно-болотные	Аргиллит	5	0,0116	0,0020
	Песчаник	2	0,0105	0,0008
	Алевролит	11	0,0092	0,0022
	Аргиллит	15	0,0105	0,0023
	Углистый аргиллит	3	0,0117	0,0011
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>				
Аллювиальные	Гравелит	10	0,0032	0,0015
	Песчаник	9	0,0047	0,0029
	Алевролит	12	0,0062	0,0021
	Аргиллит	5	0,0057	0,0011
Мелкие озерные и озерно-болотные	Гравелит	1	0,0048	-
	Песчаник	6	0,0042	0,0003
	Алевролит	18	0,0073	0,0029
	Аргиллит	4	0,0072	0,0013
	Углистый аргиллит	3	0,0053	0,0019
Крупные озерные (приморские озера)	Песчаник	5	0,0059	0,0030
	Алевролит	15	0,0090	0,0042
	Аргиллит	8	0,0100	0,0011
<u>Южный и юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>				
Дельтовые (гумидные)	Гравелит	2	0,0049	-
	Песчаник	6	0,0036	0,0018
	Алевролит	3	0,0047	0,0021
Заливно-лагунные (гумидные)	Песчаник	14	0,0092	0,0037
	Алевролит	37	0,0141	0,0057
	Аргиллит	12	0,0175	0,0051
	Известняк	7	0,0051	0,0017
Прибрежно-мелководные (гумидные)	Песчаник	11	0,0074	0,0025
	Алевролит	14	0,0126	0,0037
	Аргиллит	4	0,0145	0,0024
	Мергель	7	0,0051	0,0017
	Известняк	14	0,0029	0,0017
Удаленная часть морского бассейна (гумидные)	Алевролит	2	0,0105	0,0021
	Аргиллит	10	0,0157	0,0054
	Известняк	25	0,0031	0,0023
Прибрежно-мелководные (с признаками аридизации климата)	Песчаник	16	0,0064	0,0031
	Алевролит	5	0,0144	0,0019
	Аргиллит	7	0,0206	0,0077
	Известняк	3	0,0042	0,0008
Заливно-лагунные (аридные)	Алевролит	5	0,0166	0,0023
	Аргиллит	2	0,0190	0,0020
	Известняк	11	0,0033	0,0021
	Загипсованная глина	2	0,0130	-
	Гипс	5	0,0013	0,0002

Таблица 46

Сравнение средних содержаний и дисперсий валового бора в песчаниках генетических групп юрских отложений Гиссарского хребта по критериям Фишера (F) и Стьюдента (t).

Сравниваемые регионы и генетические группы	Количество анализов	\bar{X} , %	S , %	F расч	F^* табл (0,05)	t расч	t^* табл. (0,10)	Оценка
<u>Южный склон Гиссарского хребта (а) – юго-западные отроги Гиссарского хребта (б)</u>								
а) Аллювиальные	16	0,0055	0,0021	1,9	3,1	0,73	1,71	Незначимая
б) Аллювиальные	9	0,0047	0,0029					
а) Мелкие озерные и озерно-болотные	2	0,0105	0,0008	2,6	19,3	8,0	1,94	Значимая
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	6	0,0042	0,0013					
<u>Южный склон Гиссарского хребта:</u>								
а) Аллювиальные	16	0,0055	0,0021	7,5	19,5	6,6	1,75	Значимая
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	2	0,0105	0,008					
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>								
а) Аллювиальные	9	0,0047	0,0029	4,9	4,9	0,45	1,77	Незначимая
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	6	0,0042	0,0013					
а) Мелкие озерные и озерно-болотные	6	0,0042	0,0013	5,2	5,2	1,31	1,83	'
б) Крупные озерные	5	0,0059	0,0030					
<u>Южные (а) и юго-западные (б) отроги Гиссарского хребта</u>								
а) Крупные озерные	5	0,0059	0,0030	2,8	6,3	1,53	1,83	'
б) Дельтовые	6	0,0036	0,0018					

Таблица 46 (окончание)

Сравниваемые регионы и генетические группы	Количество анализов	\bar{X} , %	S, %	F _{расч}	F* _{табл} (0,05)	t _{расч}	t* _{табл} (0,10)	Оценка
а) Дельтовые	6	0,0036	0,0018					
б) Прибрежно-мелководные	11	0,0074	0,0025	1,92	4,7	3,59	1,76	Значимая
а) Дельтовые	6	0,0036	0,0018					
б) Заливно-лагунные	14	0,0092	0,0037	4,57	4,5	4,37	1,73	'
а) Дельтовые	6	0,0036	0,0018					
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	16	0,0064	0,0031	2,90	4,5	2,61	1,73	'
а) Прибрежно-мелководные	11	0,0074	0,0025					
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	16	0,0064	0,0031	1,51	2,7	0,93	1,71	Незначимая
а) Заливно-лагунные	14	0,0092	0,0037					
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	16	0,0064	0,0031	1,58	2,4	2,15	1,70	Значимая
а) Прибрежно-мелководные	11	0,0074	0,0025					
б) Заливно-лагунные	14	0,0092	0,0037	2,38	2,7	1,38	1,71	Незначимая

*Табличные значения здесь и далее см. Пустыльник, 1968.

Таблица 47

Сравнение средних содержаний и дисперсий валового бора в алевролитах генетических групп юрских отложений Гиссарского хребта по критериям Фишера (F) и Стьюдента (t).

Сравниваемые регионы и генетические группы отложений	Количество анализов	\bar{X} , %	S , %	$F_{расч}$	$F_{табл}$ (0,05)	$t_{расч}$	$t_{табл}$ (0,10)	Оценка
<u>Южный склон Гиссарского хребта (а) – юго-западные отроги Гиссарского хребта (б)</u>								
а) Аллювиальные	29	0,0089	0,0026					
б) Аллювиальные	12	0,0062	0,0021	1,53	2,4	3,5	1,68	Значимая
а) Мелкие озерные и озерно-болотные	11	0,0092	0,0022					
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	18	0,0073	0,0029	1,74	2,7	2,0	1,70	"
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>								
а) Аллювиальные	29	0,0089	0,0026					
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	11	0,0092	0,0022	1,4	2,5	0,36	1,68	Незначимая
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>								
а) Аллювиальные	12	0,0062	0,0021					
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	18	0,0073	0,0029	1,9	2,6	1,22	1,70	"
а) Мелкие озерные и озерно-болотные	18	0,0073	0,0029					
б) Крупные озерные	15	0,0090	0,0042	2,1	2,3	1,3	1,69	"
<u>Южные (а) и юго-западные (б) отроги Гиссарского хребта</u>								
а) Крупные озерные	15	0,0090	0,0042					
б) Дельтовые	3	0,0047	0,0021	4,0	19,5	3,53	1,75	Значимая

Таблица 47 (окончание)

Сравниваемые регионы и генетические группы отложений	Количество анализов	\bar{X} , %	S, %	F расч	F табл (0,05)	t расч	t табл (0,10)	Оценка
а) Дельтовые	3	0,0047	0,0021					
б) Прибрежно-мелководные	14	0,0126	0,0037	3,18	19,5	5,07	1,75	Значимая
а) Прибрежно-мелководные	14	0,0126	0,0037					
б) Заливно-лагунные	37	0,0141	0,0057	2,38	2,30	1,16	1,67	"
а) Прибрежно-мелководные	14	0,0126	0,0037					
б) Удаленная часть морского бассейна	2	0,0105	0,0021	3,22	254,3	1,15	1,76	Незначимая
а) Прибрежно-мелководные	14	0,0126	0,0037					
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	5	0,0144	0,0019	3,57	5,8	1,40	1,74	"
а) Заливно-лагунные	37	0,0141	0,0057					
б) Удаленная часть морского бассейна	2	0,0105	0,0021	7,67	254,3	2,08	1,68	Значимая
а) Удаленная часть морского бассейна	2	0,0105	0,0021					
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	5	0,0144	0,0019	1,11	224,6	2,28	1,94	"
а) Заливно-лагунные гумидные	37	0,0141	0,0057					
б) Заливно-лагунные аридные	5	0,0166	0,0023	6,19	5,6	1,77	1,68	"
а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	5	0,0144	0,0019					
б) Заливно-лагунные аридные	5	0,0166	0,0033	1,39	6,4	1,63	1,86	Незначимая

Таблица 48

Сравнение средних содержаний и дисперсий валового бора в аргиллитах генетических групп юрских отложений Гиссарского хребта по критериям Фишера (F) и Стьюдента (t)

Сравниваемые регионы и генетические группы отложений	Количество анализов	\bar{X} , %	S , %	F расч	F табл (0,05)	t расч	t табл (0,10)	Оценка
<u>Южный склон Гиссарского хребта (а) – юго-западные отроги Гиссарского хребта (б)</u>								
а) Аллювиальные	5	0,0116	0,0020					
б) Аллювиальные	5	0,0057	0,0011	3,3	6,4	5,9	1,86	Значимая
а) Мелкие озерные и озерно-болотные	15	0,0105	0,0023					
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	4	0,0072	0,0013	3,1	8,7	3,9	1,74	"
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>								
а) Аллювиальные	5	0,0116	0,0020					
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	15	0,0105	0,0023	1,3	5,8	1,0	1,75	Незначима
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>								
а) Аллювиальные	5	0,0057	0,0011					
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	4	0,0072	0,0023	1,4	6,6	1,88	1,90	"
а) Мелкие озерные и озерно-болотные	4	0,0072	0,0013					
б) Крупные озерные	8	0,0100	0,0011	1,4	4,4	3,50	1,81	Значимая
<u>Южные (а) и юго-западные (б) отроги Гиссарского хребта</u>								
а) Крупные озерные	8	0,0100	0,0011					
б) Прибрежно-мелководные	4	0,0145	0,0024	4,76	8,8	3,75	1,78	"

Таблица 48 (окончание)

Сравниваемые регионы и генетические группы отложений	Количество анализов	\bar{X} , %	S, %	F расч	F табл (0,05)	t расч	t табл (0,10)	Оценка																																																																																																																
а) Прибрежно-мелководные	4	0,0145	0,0024	4,54	8,7	1,58	1,76	Незначимая																																																																																																																
б) Заливно-лагунные	12	0,0175	0,0051						а) Прибрежно-мелководные	4	0,0145	0,0024	5,16	8,7	0,58	1,78	"	б) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	а) Прибрежно-мелководные	4	0,0145	0,0024	10,3	8,9	1,97	1,83	Значимая	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Прибрежно-мелководные	4	0,0145	0,0024	1,41	199,5	2,4	2,13	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Заливно-лагунные	12	0,0175	0,0051	1,14	3,1	0,79	1,73	Незначимая	б) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	а) Заливно-лагунные	12	0,0175	0,0051	2,27	4,0	0,87	1,74	"	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Заливно-лагунные гумидные	12	0,0175	0,0051	6,2	244,9	0,75	1,78	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	1,99	4,0	1,47	1,75	"	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	7,2	244,8	1,50	1,81	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	14,9	234,0	0,77	1,90
а) Прибрежно-мелководные	4	0,0145	0,0024	5,16	8,7	0,58	1,78	"																																																																																																																
б) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054						а) Прибрежно-мелководные	4	0,0145	0,0024	10,3	8,9	1,97	1,83	Значимая	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Прибрежно-мелководные	4	0,0145	0,0024	1,41	199,5	2,4	2,13	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Заливно-лагунные	12	0,0175	0,0051	1,14	3,1	0,79	1,73	Незначимая	б) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	а) Заливно-лагунные	12	0,0175	0,0051	2,27	4,0	0,87	1,74	"	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Заливно-лагунные гумидные	12	0,0175	0,0051	6,2	244,9	0,75	1,78	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	1,99	4,0	1,47	1,75	"	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	7,2	244,8	1,50	1,81	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	14,9	234,0	0,77	1,90	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020								
а) Прибрежно-мелководные	4	0,0145	0,0024	10,3	8,9	1,97	1,83	Значимая																																																																																																																
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077						а) Прибрежно-мелководные	4	0,0145	0,0024	1,41	199,5	2,4	2,13	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Заливно-лагунные	12	0,0175	0,0051	1,14	3,1	0,79	1,73	Незначимая	б) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	а) Заливно-лагунные	12	0,0175	0,0051	2,27	4,0	0,87	1,74	"	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Заливно-лагунные гумидные	12	0,0175	0,0051	6,2	244,9	0,75	1,78	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	1,99	4,0	1,47	1,75	"	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	7,2	244,8	1,50	1,81	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	14,9	234,0	0,77	1,90	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020																					
а) Прибрежно-мелководные	4	0,0145	0,0024	1,41	199,5	2,4	2,13	"																																																																																																																
б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020						а) Заливно-лагунные	12	0,0175	0,0051	1,14	3,1	0,79	1,73	Незначимая	б) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	а) Заливно-лагунные	12	0,0175	0,0051	2,27	4,0	0,87	1,74	"	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Заливно-лагунные гумидные	12	0,0175	0,0051	6,2	244,9	0,75	1,78	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	1,99	4,0	1,47	1,75	"	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	7,2	244,8	1,50	1,81	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	14,9	234,0	0,77	1,90	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020																																		
а) Заливно-лагунные	12	0,0175	0,0051	1,14	3,1	0,79	1,73	Незначимая																																																																																																																
б) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054						а) Заливно-лагунные	12	0,0175	0,0051	2,27	4,0	0,87	1,74	"	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Заливно-лагунные гумидные	12	0,0175	0,0051	6,2	244,9	0,75	1,78	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	1,99	4,0	1,47	1,75	"	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	7,2	244,8	1,50	1,81	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	14,9	234,0	0,77	1,90	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020																																															
а) Заливно-лагунные	12	0,0175	0,0051	2,27	4,0	0,87	1,74	"																																																																																																																
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077						а) Заливно-лагунные гумидные	12	0,0175	0,0051	6,2	244,9	0,75	1,78	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	1,99	4,0	1,47	1,75	"	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	7,2	244,8	1,50	1,81	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	14,9	234,0	0,77	1,90	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020																																																												
а) Заливно-лагунные гумидные	12	0,0175	0,0051	6,2	244,9	0,75	1,78	"																																																																																																																
б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020						а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	1,99	4,0	1,47	1,75	"	б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	7,2	244,8	1,50	1,81	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	14,9	234,0	0,77	1,90	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020																																																																									
а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	1,99	4,0	1,47	1,75	"																																																																																																																
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077						а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	7,2	244,8	1,50	1,81	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020	а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	14,9	234,0	0,77	1,90	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020																																																																																						
а) Удаленная часть морского бассейна	10	0,0157	0,0054	7,2	244,8	1,50	1,81	"																																																																																																																
б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020						а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	14,9	234,0	0,77	1,90	"	б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020																																																																																																			
а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0206	0,0077	14,9	234,0	0,77	1,90	"																																																																																																																
б) Заливно-лагунные аридные	2	0,0190	0,0020																																																																																																																					

По данным валового бора в аргиллитах (табл. 48) значительно отличаются по критерию t мелкие озерные и озерно-болотные отложения (II) от крупноозерных (III), крупноозерные (III) – от прибрежно-мелководных гумидных (V) и в целом морские гумидные отложения (V, VI, VII) от морских аридных (VIII, IX).

Между собой генетические группы морских гумидных и аридных отложений не различаются.

Таким образом, сравнение средних содержаний валового бора и их дисперсий в литологических типах пород в зависимости от обстановки осадконакопления показывает, что лучшими индикаторными свойствами осадконакопления валовый бор обладает в алевритах и аргиллитах. По его количеству юрский осадочный комплекс исследуемого региона статистически обоснованно дифференцируется на пресноводные (I, II), солоноватоводные (III), морские гумидные (нормально-соленые, V, VI, VII) и морские аридные (повышенно соленые (VIII, IX) отложения. При этом следует заметить, что при использовании валового бора в глинистых породах в качестве показателя среды осадконакопления следует учитывать влияние областей питания, так как в континентальных отложениях (I, II) южного склона Гиссарского хребта почти во всех литологических типах пород обнаружены повышенные содержания бора по сравнению с аналогичными образованиями его юго-западных отрогов. Сравнения концентраций бора в них по критерию t показывают статистически значимые различия (см. табл. 46, 47, 48). Следовательно, влияние областей питания в пределах континентальных отложений является существенным. В морском бассейне оно сглаживается за счет значительного перемешивания обломочного материала.

БОР СИЛИКАТНЫЙ И РАСТВОРИМЫЙ

Распределение этих форм бора подчиняется той же закономерности, что и валового (табл. 49, рис. 25). Проверка средних содержаний силикатного бора и его дисперсий по генетическим группам (табл. 50) показывает статистически значимые различия при сравнении крупноозернистых отложений (III) с

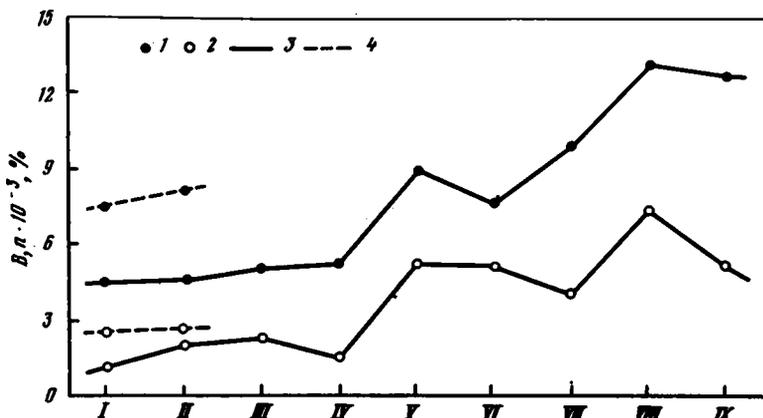


Рис. 25. Распределение средних содержаний разных форм бора – $B_{\text{сил}}$ (1) и $B_{\text{раств}}$ (2) – в отложениях различного генезиса юго-западных отрогов Гиссарского хребта (3) и южном склоне Гиссарского хребта (4)

Отложения: I – аллювиальные, II – мелкие озерные и озерно-болотные, III – крупных приморских озер, IV – дельтовые, V – заливно-лагунные гумидные, VI – прибрежно-мелководные гумидные, VII – удаленных частей морского бассейна гумидные, VIII – прибрежного мелководья с признаками аридизации климата, IX – заливно-лагунные аридные

Таблица 49

Среднее содержание различных форм бора и их дисперсия в генетических группах юрских отложений

Генетические группы	Количество анализов	$B_{вал}, \%$	$B_{сил}, \%$	$S, \%$	$B_{раств}, \%$	$S, \%$
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>						
Аллювиальные	11	0,0104	0,0078	0,0024	0,0026	0,0012
Мелкие озерные и озерно-болотные	11	0,0108	0,0081	0,00098	0,0027	0,0018
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>						
Аллювиальные	7	0,0060	0,0047	0,0002	0,0013	0,0007
Мелкие озерные и озерно-болотные	7	0,0070	0,0049	0,0016	0,0020	0,0011
Крупные озерные	9	0,0079	0,0054	0,0017	0,0025	0,0011
<u>Южные и юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>						
Дельтовые	1	0,0066	0,0051	-	0,0015	-
Заливно-лагунные (гумидные)	20	0,0141	0,0089	0,0041	0,0052	0,0041
Прибрежно-мелководные (гумидные)	6	0,0130	0,0078	0,0028	0,0052	0,0017
Удаленная часть морского бассейна (гумидные)	5	0,0150	0,0110	0,0029	0,0040	0,0032
Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	6	0,0206	0,0132	0,0029	0,0074	0,0061
Заливно-лагунные (аридные)	3	0,0180	0,0129	0,0011	0,0051	0,0027

Таблица 50

Сравнение средних содержаний и дисперсий силикатного бора в глинистых породах генетических групп юрских отложений Гиссарского хребта по критериям Фишера (F) и Стьюдента (t).

Сравниваемые регионы и генетические группы отложений	Количество анализов	\bar{X} , %	S %	F расч	F табл (0,05)	t расч	t табл (0,10)	Оценка
<u>Южный склон Гиссарского хребта (а) – юго-западные отроги Гиссарского хребта (б)</u>								
а) Аллювиальные	11	0,0078	0,0024	4,0	4,0	3,6	2,75	Значимая
б) Аллювиальные	7	0,0047	0,0012					
а) Мелкие озерные и озерно-болотные	11	0,0081	0,0010	2,56	4,0	4,6	1,75	'
б) Мелкие озерные и озерно-болотные (?)	7	0,0049	0,0016					
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>								
а) Аллювиальные	11	0,0078	0,0024	6,0	2,9	0,88	1,73	'
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	11	0,0081	0,00098					
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>								
а) Аллювиальные	7	0,0047	0,0012	1,8	4,3	0,26	1,78	Незначимая
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	7	0,0049	0,0016					
а) Мелкие озерные и озерно-болотные	7	0,0049	0,0016	1,13	4,2	0,65	1,76	'
б) Крупные озерные	9	0,0054	0,0017					
<u>Южные (а) и юго-западные (б) отроги Гиссарского хребта</u>								
а) Крупные озерные	9	0,0054	0,0017	2,71	4,7	1,85	1,77	Значимая
б) Прибрежно-мелководные	6	0,0078	0,0028					

Таблица 50 (окончание)

Сравниваемые регионы и генетические группы отложений	Количество анализов	\bar{X} , %	S , %	F расч	F табл (0,05)	t расч	t табл (0,10)	Оценка
а) Прибрежно-мелководные	6	0,0078	0,0028					
б) Заливно-лагунные	20	0,0089	0,0041	2,2	4,5	0,72	1,71	Незначимая
а) Прибрежно-мелководные	6	0,0078	0,0028					
б) Удаленная часть морского бассейна	5	0,0110	0,0029	1,1	6,4	1,87	1,83	Значимая
а) Прибрежно-мелководные	6	0,0078	0,0028					
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	6	0,0132	0,0029	1,1	5,1	3,28	1,81	'
а) Прибрежно-мелководные	6	0,0078	0,0028					
б) Заливно-лагунные аридные	3	0,0129	0,0011	6,48	19,3	2,1	1,90	'
а) Заливно-лагунные	20	0,0089	0,0041					
б) Удаленная часть морского бассейна	5	0,0110	0,0029	2,0	5,8	1,35	1,71	Незначимая
а) Заливно-лагунные	20	0,0089	0,0041					
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	6	0,0132	0,0029	2,0	4,5	2,88	1,71	Значимая
а) Заливно-лагунные гумидные	20	0,0089	0,0041					
б) Заливно-лагунные аридные	3	0,0129	0,0011	13,9	19,5	1,72	1,72	'
а) Удаленная часть морского бассейна	5	0,0110	0,0029					
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	6	0,0132	0,0029	1,0	6,3	1,25	1,83	'
а) Удаленная часть морского бассейна	5	0,0110	0,0029					
б) Заливно-лагунные аридные	3	0,0129	0,0011	6,95	19,3	0,74	1,94	'
а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	6	0,0132	0,0029					
б) Заливно-лагунные аридные	3	0,0129	0,0011	6,95	19,3	0,15	1,90	'

Таблица 51

Сравнение средних содержаний и дисперсий растворимого бора в глинистых породах генетических групп юрских отложений Гиссарского хребта по критериям Фишера (F) и Стьюдента (t)

Сравниваемые регионы и генетические группы отложений	Количество анализов	\bar{X} , %	S_x %	$F_{расч}$	$F_{табл}$ (0,05)	$t_{расч}$	$t_{табл}$ (0,10)	Оценка
<u>Южный склон Гиссарского хребта (а) – юго-западные отроги Гиссарского хребта (б)</u>								
а) Аллювиальные	11	0,0026	0,0012	2,94	4,0	2,89	1,75	Значимая
б) Аллювиальные	7	0,0013	0,0007					
а) Мелкие озерные и озерно-болотные	1	0,0027	0,0018	2,68	4,0	0,86	1,75	Незначимая
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	7	0,0021	0,0011					
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>								
а) Аллювиальные	11	0,0026	0,0012	2,25	2,9	0,15	1,73	"
б) Озерные и озерно-болотные	12	0,0027	0,0018					
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>								
а) Аллювиальные	7	0,0013	0,0007	2,5	4,3	1,60	1,78	"
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	7	0,0021	0,0011					
Мелкие озерные и озерно-болотные	7	0,0021	0,0011	1,0	3,6	0,73	1,76	"
б) Крупные озерные	9	0,0025	0,0011					
<u>Южные (а) и юго-западные (б) отроги Гиссарского хребта</u>								
а) Крупные озерные	9	0,0025	0,0011	2,39	4,7	3,37	1,77	Значимая
б) Прибрежно-мелководные	6	0,0052	0,0017					

Таблица 51 (окончание)

Сравниваемые регионы и генетические группы отложений	Количество анализов	\bar{X} , %	S , %	$F_{расч}$	$F_{табл}$ (0,05)	$t_{расч}$	$t_{табл}$ (0,10)	Оценка
а) Прибрежно-мелководные	6	0,0052	0,0017					
б) Заливно-лагунные	20	0,0052	0,0041	6,1	4,5	0,15	1,71	Значимая
а) Прибрежно-мелководные	6	0,0052	0,0017					
б) Удаленная часть морского бассейна	5	0,0040	0,0032	3,4	6,3	0,76	1,83	Незначимая
а) Прибрежно-мелководные	6	0,0052	0,0017					
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	6	0,0074	0,0061	12,9	5,1	0,83	1,81	Значимая
а) Прибрежно-мелководные	6	0,0052	0,0017					
б) Заливно-лагунные аридные	3	0,0051	0,0027	2,6	19,3	0,37	1,90	Незначимая
а) Заливно-лагунные	20	0,0052	0,0041					
б) Удаленная часть морского бассейна	5	0,0040	0,0032	1,77	5,8	0,72	1,71	"
а) Заливно-лагунные гумидные	20	0,0052	0,0041					
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	6	0,0074	0,0061	2,12	4,5	0,80	1,71	"
а) Заливно-лагунные гумидные	20	0,0052	0,0041					
б) Заливно-лагунные аридные	3	0,0051	0,0027	2,37	19,5	0,45	1,72	"
а) Удаленная часть морского бассейна	5	0,0040	0,0032	3,77	6,3	1,17	1,83	"
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	6	0,0074	0,0061					
а) Удаленная часть морского бассейна	5	0,0040	0,0032					
б) Заливно-лагунные аридные	3	0,0051	0,0027	1,34	9,3	0,53	1,94	"
а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	6	0,0074	0,0061					
б) Заливно-лагунные аридные	3	0,0051	0,0027	5,0	19,3	0,75	1,90	"

прибрежно-мелководными гумидными (V), последних - с отложениями удаленных частей морского бассейна (VIII), заливно-лагунных гумидных отложений (VI) - с морскими аридными (VIII, IX). В остальных случаях различия оказались незначимыми. Следовательно, по данным о распределении силикатного бора в глинистых породах (мелкозернистые алевролиты и аргиллиты) юрские осадочные образования исследуемого региона обоснованно дифференцируются на пресноводные (I, II) солоноватоводные (III), слабо опресненные (V), нормально-соленые (VI, VII) и на отложения, формировавшиеся в условиях повышенной солености морской воды (VIII, IX). Однако при использовании силикатного бора как индикатора среды осадконакопления также следует учитывать влияние областей питания. Как и в случае с валовым бором, при сравнении содержаний силикатного бора в одноименных генетических группах отложений (I, II) южного склона Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов установлены статистически значимые расхождения (см. табл. 50).

По растворимому бору юрский осадочный комплекс исследуемого региона по критериям F и t разделяется только в целом на континентальные (I, II, III) и морские отложения (V, VI, VII, VIII, IX); среди последних от всех групп статистически значимо отделяются прибрежно-мелководные с признаками аридизации климата (VIII). В остальных случаях расхождения содержаний растворимого бора оказались незначимыми (табл. 51; см. рис. 24). Следует заметить, что и на содержании растворимого бора сказывается влияние областей питания. Сравнение южного склона Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов по содержанию растворимого бора в континентальных отложениях (I, II) показало значимые различия (см. табл. 51). Кроме того, как было показано выше, на количество растворимого бора в осадках существенное влияние оказывает наличие гидроокислов различных металлов и органического вещества в них.

БОР В АССОЦИАЦИЯХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Так как содержание бора не зависит от минералогического состава глин в исследуемых отложениях (Валиев и др., 1975), то сравнение средних содержаний бора и их дисперсий проводилось для ассоциаций глинистых минералов генетических групп (табл. 52, рис. 26).

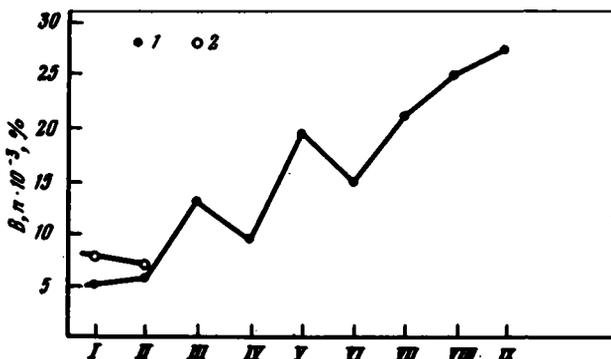


Рис. 26. Распределение средних содержаний бора в глинистых минералах юрских отложений в зависимости от их генезиса в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (1) и южном склоне Гиссарского хребта (2)

Отложения: I - аллювиальные, II - мелкие озерные и озеро-болотные, III - крупных приморских озер, IV - дельтовые, V - заливно-лагунные гумидные, VI - прибрежно-мелководные гумидные, VII - удаленных частей морского бассейна гумидные, VIII - прибрежного мелководья с признаками аридизации климата, IX - заливно-лагунные аридные

Таблица 52

Средние содержания бора и их дисперсия в ассоциациях глинистых минералов

Генетические группы	Количество анализов	\bar{X} , %	S , %	Ассоциация
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>				
Аллювиальные	27	0,0077	0,0040	Каолинит-гидрослюдистая и гидрослюдисто-каолинитовая
Мелкие озерные и озерно-болотные	3	0,0071	0,0020	То же
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>				
Аллювиальные	13	0,0051	0,0018	Каолинит-гидрослюдистая и гидрослюдисто-каолинитовая
Мелкие озерные и озерно-болотные	9	0,0060	0,0026	То же
Крупноозерные	8	0,0127	0,0086	"
<u>Южные и юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>				
Дельтовые	2	0,0093	0,0024	Каолинит-гидратированно-гидрослюдистая
Заливно-лагунные (гумидные)	19	0,0196	0,0080	Гидратированно-гидрослюдистая и хлорит-гидратированно-гидрослюдистая
Прибрежно-мелководные (гумидные)	8	0,0149	0,0042	То же
Отложения удаленных частей морского бассейна	7	0,0210	0,0087	"
Прибрежно-мелководные с признаками аридации	7	0,0250	0,0071	"
Заливно-лагунные (аридные)	4	0,0275	0,0084	"

Таблица 53

Сравнение средних содержаний и дисперсий бора в ассоциациях глинистых минералов генетических групп юрских отложений Гиссарского хребта по критериям Фишера (F) и Стьюдента (t)

Сравниваемые регионы и генетические группы отложений	Количество анализов	$\bar{X}, \%$	$S, \%$	$F_{расч}$	$F_{табл} (0,05)$	$t_{расч}$	$t_{табл} (0,10)$	Оценка
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>								
а) Аллювиальные	27	0,0077	0,0040	4,0	19,5	0,43	1,70	Незначимая
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	3	0,0071	0,0020					
<u>Южный склон Гиссарского хребта (а) и юго-западные отроги Гиссарского хребта (б)</u>								
а) Аллювиальные	27	0,0077	0,0040	4,9	2,9	2,9	1,68	Значимая
б) Аллювиальные	13	0,0051	0,0018					
а) Мелкие озерные и озерно-болотные	3	0,0070	0,0020	1,7	19,4	0,73	1,81	Незначимая
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	9	0,0060	0,0026					
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>								
а) Аллювиальные	13	0,0051	0,0018	2,1	3,3	0,9	1,73	"
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	9	0,0060	0,0026					
а) Мелкие озерные и озерно-болотные	9	0,0060	0,0026	10,9	3,6	2,1	1,76	"
б) Крупные озерные	8	0,0128	0,0086					
<u>Южные (а) и юго-западные (б) отроги Гиссарского хребта</u>								
а) Дельтовые	2	0,0093	0,0024	1,17	19,4	2,2	1,81	"
б) Мелкие озерные и озерно-болотные	9	0,0060	0,0026					
а) Крупные озерные	8	0,0127	0,0086	12,8	19,4	0,86	1,86	Незначимая
б) Дельтовые	2	0,0093	0,0024					

Таблица 53 (окончание)

Сравниваемые регионы и генетические группы отложений	Количество анализов	$\bar{X}, \%$	$S, \%$	$F_{\text{расч}}$	$F_{\text{табл}} (0,05)$	$t_{\text{расч}}$	$t_{\text{табл}} (0,10)$	Оценка
а) Прибрежно-мелководные	8	0,0149	0,0024					
б) Дельтовые	2	0,0093	0,0024	3,2	9,4	2,55	1,86	Значимая
а) Прибрежно-мелководные	8	0,0149	0,0042					
б) Заливно-лагунные	19	0,0196	0,0080	3,63	3,4	2,0	1,71	"
а) Прибрежно-мелководные	8	0,0149	0,0042					
б) Удаленная часть морского бассейна	7	0,0210	0,0087	4,3	4,0	1,70	1,77	"
а) Прибрежно-мелководные	8	0,0149	0,0042					
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0250	0,0071	2,86	4,0	3,3	1,77	"
а) Удаленная часть морского бассейна	7	0,0210	0,0087					
б) Заливно-лагунные	19	0,0196	0,0080	1,18	3,8	0,38	1,71	Незначимая
а) Удаленная часть морского бассейна	7	0,0210	0,0087					
б) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0250	0,0071	1,50	4,3	0,95	1,78	"
а) Удаленная часть морского бассейна	7	0,0210	0,0087					
б) Заливно-лагунные	4	0,0275	0,0084	1,07	6,2	1,23	1,83	"
а) Прибрежно-мелководные с признаками аридизации	7	0,0250	0,0071					
б) Заливно-лагунные гумидные	19	0,0196	0,0080	1,27	3,8	1,69	1,71	"
а) Заливно-лагунные гумидные	19	0,0196	0,0080					
б) Заливно-лагунные аридные	4	0,0275	0,0084	1,1	8,6	1,84	1,72	Значимая

Результаты проверки показали (табл. 53), что как по критерию F , так и по критерию t в пределах континентальной толщи значительно отличаются аллювиальные (I), мелкие озерные и озерно-болотные отложения (II) от крупноозерных (III). В пределах морской толщи дельтовые отложения (IV) отличаются от прибрежно-мелководных гумидных (V), последние - от лагунно-заливных гумидных (VI) и от отложений удаленных частей морского бассейна (VII). Значимые различия обнаружены и при сравнении аналогичных гумидных отложений (V, VI) с аридными (VIII, IX). Следует отметить, что и в ассоциациях глинистых минералов на содержании бора сказывается влияние областей питания. Сравнение содержаний бора в глинистых минералах из аллювиальных отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта показывает статистически значимые различия (см. табл. 53).

Таким образом, полученные результаты показывают, что при учете областей питания юрские полифациальные отложения исследуемой территории по концентрации жестко закрепленной формы бора в ассоциациях глинистых минералов более четко дифференцируются на осадки, сформировавшиеся в определенных условиях палеосолености - пресноводные (I, II), солоноватоводные (III), сильно опресненные (IV), опресненные (V), нормально-соленые (VI, VII), и на осадки, образовавшиеся в условиях повышенной солености вод (VIII, IX).

* * *

Исследования индикаторных свойств различных форм бора и их сравнительный анализ в юрских полифациальных отложениях Гиссарского хребта показали, что о характере среды седиментации можно судить по количеству бора валового, силикатного и растворимого в существенно глинистых породах, а лучше всего - по содержанию бора в ассоциациях глинистых минералов.

На количество бора валового, силикатного и растворимого в глинистых породах наряду с гидрохимической обстановкой существенное влияние могут оказывать и такие факторы, как состав размываемых пород питающей провинции, вещественный состав самих осадков, количество акцессорного турмалина, содержание органического вещества и постседиментационные процессы. При использовании данных о распределении указанных форм бора для палеофациальных реконструкций следует учитывать влияние этих факторов.

Более четко бор отражает палеосоленость в глинистых минералах, выделенных из существенно глинистых пород, так как основная часть бора в них жестко закрепляется уже в стадии их седиментации и раннего диагенеза и не подвергается перераспределению последующими эпигенетическими процессами. При использовании бора в глинистых минералах как показателя палеосолености следует учитывать влияние только питающих провинций.

Следовательно, данные по распределению бора в ассоциациях глинистых минералов (независимо от их соотношения) в осадках, образованных в едином бассейне седиментации и за счет одних и тех же питающих провинций, можно надежно использовать при детальных палеогеографических реконструкциях.

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ БОРА В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ЮРСКИХ ПОРОД ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

В настоящее время актуальной является задача установить средние содержания химических элементов для различных типов пород неодинакового генезиса в определенных геоструктурных единицах земной коры. По данным А.П.Виноградова (1962), кларк бора в литосфере составляет в среднем 0,0012%. Для глинистых пород и сланцев установлено в среднем 0,010% бора. К.Турекьян и Р.Ведепол (Turekian, Wedepohl, 1961) для некоторых типов осадочных пород приводят в среднем следующие величины содержаний бора (в %): песчаники - 0,0035, глины - 0,010, карбонатные породы - 0,0020.

Таблица 54

Средние содержания и толерантные пределы колебаний бора в различных типах пород юрских отложений Гиссарского хребта (при 95%-ном доверительном уровне)

Генетические группы отложений	Литологические типы пород	Количество анализов	$\bar{X}, \%$	$\pm 2 S, \%$
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>				
Аллювиальные	Конгломерат	8	0,0034	0,0044
"	Гравелит	24	0,0035	0,0030
"	Песчаник	16	0,0055	0,0042
Мелкие озерные и озерно-болотные	"	2	0,0105	-
Аллювиально-озерно-болотные	Алевролит	40	0,0090	0,0050
То же	Аргиллит	20	0,0103	0,0044
Мелкие озерные и озерно-болотные	Углистый аргиллит	3	0,0117	0,0022
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>				
Аллювиальные	Гравелит	11	0,0034	0,0030
Аллювиально-озерно-болотные	Песчаник	20	0,0049	0,0034
То же	Алевролит	45	0,0076	0,0030
"	Аргиллит	9	0,0064	0,0036
Крупные озерные (при-морские озера)	"	8	0,0100	0,0022
<u>Южные и юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>				
Дельтовые	Гравелит	10	0,0032	0,0030
"	Песчаник	20	0,0049	0,0034
"	Алевролит	3	0,0047	0,0041
Заливно-лагунные (гумидные и аридные)	Песчаник	14	0,0092	0,0074
Заливно-лагунные (гумидные)	Алевролит	37	0,0141	0,0114
Заливно-лагунные (аридные)	"	5	0,0166	0,0046
Прибрежно-мелководные (гумидные и аридные)	Песчаник	27	0,0068	0,0060
То же	Алевролит	19	0,0130	0,0064
Морские гумидные	Аргиллит	26	0,0162	0,0098
То же	Мергель	7	0,0051	0,0034
"	Известняк	46	0,0033	0,0040
Морские аридные	Аргиллит	9	0,0202	0,0128
То же	Загипсованная глина	2	0,0130	-
"	Известняк	14	0,0035	0,0038
"	Гипс	5	0,0013	0,0004

Однако эти средние содержания бора в осадочных породах приводятся в целом без учета их генезиса. Наша задача заключалась в установлении средних содержаний бора в определенных типах пород с учетом питающих провинций и условий их накопления. Изучаемый регион в структурном отношении представляет собой межгорную впадину. По генезису среди юрских отложений выделено несколько генетических групп отложений: аплювиальные, мелкие озерные и озерно-болотные, крупные озерные, морские гумидные и морские аридные. Сложены они различными типами пород – конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями, известняками и гипсами. Изучение распределения бора в них показало, что минимальные содержания бора характерны для песчано-гравийных, карбонатных и сульфатных пород, максимальные – для алевролитов и аргиллитов. При этом было выявлено, что содержание бора в породах зависит от состава размываемых пород питающей провинции, от вещественного состава самих пород, от физико-химической среды их накопления и т.д.

В связи с этим выявление средних содержаний бора без учета указанных факторов привело бы к искаженным результатам. Поэтому прежде чем вычислять средние содержания бора в отдельных типах пород, производилась статистическая проверка значимости колебаний бора в зависимости от генезиса осадков и областей их питания (см. табл. 46, 47, 48). Результаты проверки показали, что по уровню концентрации бора исследуемый регион делится на две самостоятельные территории со специфичными областями питания: южный склон Гиссарского хребта и его юго-западные отроги. Кроме того, по количеству бора однотипные породы из различных обстановок осадконакопления различаются значительно по критериям Фишера и Стьюдента. Следовательно, это указывает на необходимость вычисления средних содержаний бора в различных литологических типах пород для двух территорий в отдельности с учетом их генезиса.

Средние содержания бора в различных литологических типах пород с учетом всех факторов и их толерантные пределы приведены в табл. 54. Как видно из этих данных, для исследуемого региона для всех типов пород характерны содержания бора, превышающие кларковые для литосферы.

В целом вся Средняя Азия, в том числе и исследуемая территория, по данным И.М. Курмана (1958), относится к южной зоне широтного борного пояса. Подтверждением служат наличие ряда боропроявлений в виде аксенита в палеозойских отложениях Алайского и Гиссарского хребтов.

Наши данные (см. табл. 54) показывают, что и для юрского осадочного комплекса южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта характерны повышенные содержания бора. Этот факт подтверждает мнение И.М. Курмана и дает основание отнести изученный регион к числу провинций с повышенным содержанием бора.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение распределения бора на примере доюрских кор выветривания и полифациальных юрских отложений Гиссарского хребта на детальной литолого-фациальной и минералогической основе позволило установить следующие основные черты его гипергенной геохимии в осадочном процессе.

Уже на начальных стадиях выветривания материнских пород значительная часть бора наряду с некоторыми породообразующими элементами активно выносится в растворенном виде за пределы кор выветривания. В более поздних стадиях преобразования пород он фиксируется и концентрируется в образующихся глинистых минералах и гидроокислах различных металлов и поступает в бассейн аккумуляции в составе последних в виде унаследованного бора от областей питания.

На основании расчета равновесия бор – вода установлено, что миграция бора в разбавленных водных растворах зоны гипергенеза главным образом зависит от pH среды. С увеличением pH изменяются формы ионов бора от B^{3+} до $B(OH)_3^-$, что указывает на возможность его накопления в морских водах и обогащения им морских глинистых осадков.

Детальное изучение распределения бора в разнофациальных континентальных и морских отложениях подтвердило эти теоретические предположения. Выявлено закономерное увеличение содержаний бора от существенно пресноводных аллювиальных осадков, через солонатоводные приморские озерные осадки к морским гумидным и далее – к морским аридным отложениям. Такое распределение бора зависит главным образом от палеогидрохимического режима осадконакопления.

Исследование форм нахождения бора в породах различного генезиса показало, что бор находится в них в виде изоморфной примеси в различных силикатных минералах ($B_{\text{сил}}$), в виде адсорбированного бора в глинистых минералах в дисперсном органическом веществе ($B_{\text{раств}}$) и в виде механической примеси в составе боросиликатов – турмалина.

Установлено, что на количество бора в осадках наряду с главным фактором – гидрохимическим режимом осадконакопления – оказывают влияние и такие факторы, как уровень содержания бора в питающих провинциях, вещественный состав самих осадков, органическое вещество, гранулометрическая сортировка материала и т.д.

Главным носителем и концентратом бора в различных типах пород выступает их глинистая фракция (глинистые минералы). В последних его содержание четко зависит от изменений физико-химических условий осадконакопления.

По данным содержания бора в глинистых минералах, с учетом областей питания, удалось статистически обоснованно реконструировать условия формирования отдельных генетических групп осадков юрских отложений Гиссарского хребта.

Полученные данные позволяют сделать главный вывод, что бор может быть надежно использован как геохимический индикатор среды осадконакопления в сочетании с данными литолого-фациального анализа при детальных палеогеографических реконструкциях древних бассейнов седиментации.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Таблица 1

Содержание валового бора (в %) в генетических типах юрских аллювиальных отложений

Разрез	№ обр.	Генетический тип	Бор	Разрез	№ обр.	Генетический тип	Бор
Южный склон Гиссарского хребта							
Лучоб	1	АРГ-1	0,0050	Ташкутан	2	АРГ-1	0,0013
"	4	АРГ-1	0,0035	"	52	АРГ-1	0,0014
"	69	АРГ-1	0,0032	Ташкутан	15	АРП-1	0,0014
"	5	АРГ-2	0,0063	"	31	АРП-1	0,0024
"	7	АРГ-2	0,0062	"	26	АРП-1	0,0058
"	25	АРП-1	0,0029	"	62	АРП-1	0,0035
"	107	АРП-1	0,0030	"	69	АРП-1	0,0045
"	58	АРП-1	0,0029	"	64	АРР-2	0,0030
"	27	АРП-2	0,0058	"	69a	АРР-2	0,0018
"	55	АРП-2	0,0045	"	73	АРР-2	0,0018
"	120	АРР-1	0,0050	"	73a	АРР-2	0,0030
"	131	АРР-2	0,0068	"	62a	АРР-3	0,0030
"	11	АПП-1	0,0090	"	17	АПП-1	0,0049
"	61	АПП-1	0,0042	"	21	АПП-1	0,0040
"	123	АПП-1	0,0060	"	58	АПП-1	0,0070
"	132a	АПП-1	0,0068	"	63	АПП-1	0,0076
"	26	АПП-2	0,0060	"	74	АПП-2	0,0080
"	37	АПВ-1	0,0110	"	54	АПП-2	0,0110
"	67	АПВ-1	0,0064	"	65	АПП-2	0,0063
"	78	АПВ-1	0,0120	"	71	АПП-2	0,0056
"	80	АПВ-1	0,0100	Шаргунь	34	АРГ-1	0,0032
"	96	АПВ-1	0,0120	"	46	АРП-1	0,0026
"	106	АПВ-1	0,0100	"	109	АРР-1	0,0041
"	137	АПВ-1	0,0096	"	95	АРР-2	0,0025
"	139	АПВ-1	0,0100	"	54	АРР-2	0,0076
"	43	АПВ-2	0,0082	"	88	АРР-1	0,0041
"	68	АПВ-2	0,0120	"	151	АРР-3	0,0065
Ханака	65	АРГ-1	0,0012	"	10	АПП-1	0,0050
"	73	АРГ-2	0,0008	"	122	АПП-1	0,0089
"	27	АРП-1	0,0047	"	37	АПП-1	0,0056
"	32	АРП-1	0,0055	"	66	АПП-2	0,0083
"	116	АРР-2	0,0038	"	125	АПП-2	0,0140
"	108	АРР-2	0,0066	"	87	АПВ-2	0,0079
"	111a	АРР-2	0,0047	"	77	АПВ-2	0,0130
"	111	АРР-2	0,0010	"	104	АПВ-2	0,0130
"	120	АРР-3	0,0040	"	108	АПВ-2	0,0110
"	126	АРР-3	0,0048	"	113	АПВ-2	0,0110
"	1	АПП-1	0,0083	"	154	АПВ-2	0,0100
"	77	АПП-1	0,0050	"	164	АПВ-2	0,0130
"	103	АПП-1	0,0025	"	165	АПВ-2	0,0130
"	81	АПП-2	0,0076	Ташкутан	2	АРГ-1	0,0013
"	101a	АПП-2	0,0120	"	52	АРГ-1	0,0014
"	127	АПП-2	0,0062				

Таблица 1 (окончание)

Разрез	№ обр.	Генетический тип	Бор	Разрез	№ обр.	Генетический тип	Бор
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>							
Хандиза	1	АРР-1	0,0026	Хандиза	101	АПВ-2	0,0068
"	3	АРР-2	0,0026	Санджар	257	АРР-1	0,0025
"	10	АРР-2	0,0038	"	230	АРР-2	0,0016
"	33	АРР-2	0,0019	"	225	АРР-3	0,0013
"	60	АРР-2	0,0047	"	228	АПП-2	0,0046
"	48	АПП-1	0,0029	"	222	АПВ-2	0,0110
"	106	АПП-1	0,0041	Туода	205	АРР-3	0,0063
"	4	АПП-2	0,0072	"	178	АРР-3	0,0071
"	12	АПП-2	0,0060	"	187	АРР-2	0,0056
"	64	АПП-2	0,0057	"	202	АПП-1	0,0037
"	67	АПП-2	0,0064	"	192	АПП-1	0,0089
"	71	АПП-2	0,0063	"	175	АПП-1	0,0079
"	19	АПВ-1	0,0048	"	185	АПП-2	0,0071
"	107	АПВ-1	0,0094	Вандоб	263	АРР-1	0,0018
"	14	АПВ-2	0,0051	"	262	АРР-2	0,0020
"	38	АПВ-2	0,0047	"	261	АПП-1	0,0022
"	77	АПВ-2	0,0047	"	259	АПВ-2	0,0040
"	79	АПВ-2	0,0042	"	258	АПВ-2	0,0053

Таблица 2

Содержание различных форм бора (в %) в юрских аллювиальных отложениях

Разрез	№ обр.	Фация	В _{вал}	В _{сил}	В _{раств}
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>					
Ханака	101а	АПП	0,0120	0,0082	0,0038
"	127	АПП	0,0062	0,0054	0,0008
Ташкутан	54	АПП	0,0110	0,0096	0,0014
Шаргунь	7	АПП	0,0110	0,0072	0,0038
"	37	АПП	0,0056	0,0040	0,0016
"	115	АПП	0,0140	0,0110	0,0030
Среднее			0,0100	0,0076	0,0024
Лучоб	106	АПВ	0,0100	0,0056	0,0044
Шаргунь	77	АПВ	0,0130	0,0098	0,0032
"	104	АПВ	0,0130	0,0096	0,0034
"	125	АПВ	0,0140	0,0110	0,0030
Среднее			0,0110	0,0082	0,0028
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>					
Хандиза	4	АПП	0,0072	0,0055	0,0017
"	12	АПП	0,0060	0,0037	0,0023
"	64	АПП	0,0057	0,0051	0,0006
"	71	АПП	0,0063	0,0050	0,0013
Туода	185	АПП	0,0071	0,0062	0,0009
Среднее			0,0065	0,0052	0,0013
Хандиза	14	АПВ	0,0051	0,0045	0,0006
Вандоб	259	АПВ	0,0040	0,0024	0,0016

Таблица 3

Содержание валового бора (в %) в генетических типах осадков юрских озерных и озеро-болотных отложений

Разрез	№ обр.	Генетический тип	Бор	Разрез	№ обр.	Генетический тип	Бор
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>				<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>			
Ташкуган	34	ОЗЗ-2	0,0075	Ханджэа	156	ОВЦ-1	0,0130
"	44	ОЗЗ-2	0,0079	"	120	ОПО-1	0,0100
Шаргунь	18	ОЗП-2	0,0058	"	122	ОПО-1	0,0071
"	21	ОЗП-1	0,0100	"	119	ОПО-2	0,0045
"	141	ОЗП-2	0,0095	"	146	ОПВ-1	0,0110
Ханака	17	ОЗЗ-1	0,0110	"	157	ОПВ-1	0,0076
"	11	ОЗЗ-2	0,0094	Санджар	214	ОЗП-2	0,0100
Шаргунь	137	ОЗЗ-2	0,0130	"	240	ОЗЗ-1	0,0060
"	170	ОЗЗ-2	0,0130	"	249	ОЗЗ-2	0,0077
"	16	ОЗП-2	0,0110	"	137	ОЗЗ-2	0,0087
Ханака	3	ОЗУ-1	0,0110	"	205	ОПО-1	0,0100
"	14	ОЗУ-1	0,0110	"	196	ОПО-1	0,0082
Шаргунь	16	ОЗУ-1	0,0110	"	85	ОПО-2	0,0060
"	130	ОЗУ-1	0,0110	Санджар	133	ОПО-2	0,0056
Лучоб	21	ОПА-1	0,0110	Туода	197	ОЗЗ-2	0,0083
"	85	ОПА-1	0,0100	"	174	ОЗУ-1	0,0056
"	117	ОПА-1	0,0110	"	167	ОВМ-2	0,0100
"	160	ОПА-1	0,0100	"	162	ОВЦ-1	0,0089
"	15	ОПА-2	0,0066	"	166	ОВП-2	0,0089
"	130	ОПА-2	0,0068	Вандоб	224	ОЗП-1	0,0045
"	172	ОПА-2	0,0089	"	167	ОЗЗ-1	0,0043
Ханака	25	ОПА-1	0,0110	"	199	ОЗЗ-2	0,0040
"	45	ОПА-1	0,0110	"	153	ОЗЗ-2	0,0037
"	55	ОПА-1	0,0130	"	239	ОЗУ-1	0,0070
"	85	ОПА-1	0,0110	"	226	ОЗУ-1	0,0032
"	106	ОПА-2	0,0045	"	201	ОЗУ-1	0,0026
Ташкуган	72	ОПА-1	0,0130	"	183	ОЗУ-1	0,0020
"	75	ОПА-1	0,0120	"	170	ОЗУ-1	0,0048
"	5	ОПА-2	0,0022	"	257	ОВМ-1	0,0053
Ширкент	17	ОПА-1	0,0110	"	160	ОВМ-1	0,0020
Шаргунь	26	ОПО-1	0,0087	"	233	ОВП-1	0,0041
Ташкуган	48	ОПО-1	0,0110	"	187	ОВП-1	0,0050
Лучоб	172	ОПП-1	0,0089	"	147	ОВП-1	0,0060
Оби-Заранг	28	ОПП-1	0,0130	"	248	ОВП-2	0,0080
				"	218	ОВП-2	0,0100
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>				Вандоб	244	ОВЦ-1	0,0087
Хандиза	85	ОЗП-1	0,0048	"	230	ОВЦ-1	0,0110
"	113	ОЗП-1	0,0040	"	212	ОВЦ-1	0,0120
"	127	ОЗП-1	0,0056	"	181	ОВЦ-1	0,0100
"	87	ОЗП-2	0,0056	"	178	ОВЦ-1	0,0100
"	129	ОЗП-2	0,0063	"	191a	ОПВ-1	0,0047
"	58	ОЗЗ-1	0,0050	"	159	ОПВ-1	0,0065
"	59	ОЗЗ-2	0,0060	"	152	ОПВ-1	0,0045
"	117	ОЗЗ-2	0,0063	"	202	ОПВ-2	0,0045
"	9	ОЗУ-1	0,0056	"	191	ОПВ-2	0,0020
"	29	ОЗУ-1	0,0059	Хандиза	170	ОПП-1	0,0130
"	46	ОЗУ-1	0,0051	Санджар	15	ОПП-1	0,0110
"	55	ОЗУ-1	0,0064	"	69	ОПП-1	0,0150
"	68	ОЗУ-1	0,0064	"	94	ОПП-1	0,0100
"	112	ОЗУ-1	0,0055	"	147	ОПП-2	0,0068
"	147	ОЗУ-1	0,0093	Туода	72	ОПП-1	0,0150
"	130	ОВМ-1	0,0046	"	110	ОПП-1	0,0110
"	136	ОВМ-2	0,0069	Хандиза	6	ОПА-2	0,0022
"	150	ОВМ-2	0,0160	"	7	ОПА-1	0,0089
"	143	ОВП-1	0,0093	"	26	ОПА-2	0,0033
"	140	ОВП-2	0,0100	"	43	ОПА-1	0,0071
"	153	ОВЦ-1	0,0170	"	52	ОПА-1	0,0056

Таблица 4

Содержание различных форм бора (в %) в юрских озерных и озерно-болотных отложениях

Разрез	№ обр.	Фация	В _{вал}	В _{сил}	В _{раств}
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>					
Лучоб	117	ОПА	0,011	0,0080	0,0030
Ханака	25	ОПА	0,011	0,0100	0,0010
"	45	ОПА	0,011	0,0095	0,0016
"	85	ОПА	0,011	0,0097	0,0013
Ташкуган	68	ОПА	0,012	0,0078	0,0042
"	72	ОПА	0,013	0,0098	0,0032
Среднее			0,0115	0,0091	0,0024
Ташкуган	34	ОЗЗ	0,0075	0,0063	0,0013
"	44	ОЗЗ	0,0079	0,0069	0,0010
Шаргунь	16	ОЗП	0,0110	0,0061	0,0049
"	141	ОЗП	0,0095	0,0083	0,0012
"	170	ОЗЗ	0,0130	0,0070	0,0060
Среднее			0,0098	0,0069	0,0029
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>					
Хандиза	117	ОЗЗ	0,0063	0,0047	0,0016
"	129	ОЗП	0,0063	0,0060	0,0003
Туода	197	ОЗЗ	0,0083	0,0057	0,0006
"			0,0086	0,0073	0,0013
Вандоб	167	ОЗЗ	0,0043	0,0025	0,0018
Среднее			0,0063	0,0053	0,0010
Хандиза	147	ОЗУ	0,0093	0,0039	0,0054
Туода	174	ОЗУ	0,0056	0,0034	0,0022
Среднее			0,0075	0,0037	0,0038
Туода	166	ОВП	0,0089	0,0067	0,0022
Вандоб	187	ОВП	0,0050	0,0034	0,0016
Хандиза	156	ОВЦ	0,0130	0,0085	0,0045
Вандоб	178	ОВЦ	0,0100	0,0073	0,0027
"	212	ОВЦ	0,0120	0,0087	0,0033
Среднее			0,0098	0,0070	0,0028
Хандиза	122	ОПВ	0,0071	0,0031	0,0040
Вандоб	202	ОПВ	0,0045	0,0022	0,0023
"	159	ОПВ	0,0065	0,0051	0,0014
"	152	ОПВ	0,0045	0,0029	0,0016
Среднее			0,0056	0,0034	0,0022

Таблица 5

Содержание валового бора (в %) в генетических типах осадков терригенных морских отложений

Разрез	№ обр.	Генетический тип	Бор	Разрез	№ обр.	Генетический тип	Бор
Лучоб	167	ММД-1	0,0043	Шаргунь	208	МПК-2	0,0180
Оби-Заранг	25	ММД-1	0,0027	"	214	МПК-2	0,0290
Санджар	194	ММД-1	0,0032	"	221	МПК-2	0,0250
Ханака	130	ММД-2	0,0048	Хандиза	185	МПК-2	0,0130
Ташкуган	56	ММД-2	0,0056	"	189	МПК-2	0,0130
Ширкент	19	ММД-2	0,0038	"	190	МПК-2	0,0140
"	20	ММД-2	0,0033	"	188	МПК-2	0,0170
Хандиза	159	ММД-2	0,0066	"	191	МПК-2	0,0110
"	162	ММД-2	0,0025	"	198	МПК-2	0,0160
"	158	ММД-2	0,0071	"	200	МПК-2	0,0190
Санджар	107	ММД-2	0,0016	"	187	МПК-2	0,0140
Лучоб	175	МПП-1	0,0063	"	193	МПК-2	0,0110
Ханака	135	МПП-1	0,0120	Туода	137	МПК-2	0,0180
"	138a	МПП-1	0,0069	"	142a	МПК-2	0,0260
"	139	МПП-1	0,0069	"	147	МПК-2	0,0140
Санджар	152	МПП-1	0,0071	"	135	МПК-2	0,0110
"	173	МПП-1	0,0083	Санджар	51	МПК-2	0,0110
"	40	МПП-1	0,0050	"	168	МПК-2	0,0200
"	4	МПП-1	0,0063	"	184	МПК-2	0,0130
Туода	124	МПП-1	0,0040	Хандиза	180	МПП-1	0,0052
Вандоб	141	МПП-1	0,0079	"	196	ММП-1	0,0076
Ханака	133	МПП-2	0,0098	"	201	ММП-1	0,0060
"	138	МПП-2	0,0079	Санджар	1	ММП-1	0,0100
Оби-Заранг	33	МПП-2	0,0300	Вандоб	120	ММП-1	0,0091
Шаргунь	180	МПП-2	0,0200	"	108	ММП-1	0,0063
"	186	МПП-2	0,0160	"	96	ММП-1	0,0040
"	189	МПП-2	0,0180	"	86	ММП-1	0,0046
"	194	МПП-2	0,0220	Хандиза	194	ММП-2	0,0110
"	201	МПП-2	0,0200	Вандоб	81	ММП-2	0,0071
Хандиза	164	МПП-2	0,0079	"	88	ММП-2	0,0110
"	169	МПП-2	0,0071	Лучоб	204	МММ-1	0,0064
"	174	МПП-2	0,0079	"	208	МММ-1	0,0110
"	166	МПП-2	0,0150	Туода	68	МММ-1	0,0160
"	177	МПП-2	0,0140	Вандоб	123	МММ-1	0,0100
"	178	МПП-2	0,0110	"	134	МММ-1	0,0068
Санджар	74	МПП-2	0,0096	Санджар	258	МММ-5	0,0120
"	52	МПП-2	0,0150	Туода	34	МММ-5	0,0160
"	3	МПП-2	0,0085	"	63	МММ-5	0,0110
"	106	МПП-2	0,0064	"	140	МММ-5	0,0110
"	120	МПП-2	0,0130	"	47	МММ-5	0,0170
Туода	93	МПП-2	0,0130	Вандоб	125	МММ-5	0,0110
"	107	МПП-2	0,0096	"	129	МММ-5	0,0130
"	125	МПП-2	0,0096	"	135	МММ-5	0,0100
"	137	МПП-2	0,0089	Лучоб	200	МММ-6	0,0170
Лучоб	178	МПК-2	0,0160	Туода	72	МММ-6	0,0150
"	177	МПК-2	0,0150	"	150	МММ-6	0,0180
"	185	МПК-2	0,0230	Вандоб	37	МММ-6	0,0160
"	188	МПК-2	0,0120	"	99	МММ-6	0,0160
"	193	МПК-2	0,0130	Ташкуган	105	МУТ-1	0,0120
"	195	МПК-2	0,0130	Санджар	259	МУТ-1	0,0130
"	190	МПК-2	0,0110	"	261	МУТ-1	0,0140
"	194	МПК-2	0,0120	"	263	МУТ-1	0,0110
"	199	МПК-2	0,0200	Туода	19	МУТ-1	0,0150
Ханака	144	МПК-2	0,0120	"	23	МУТ-1	0,0300
Ташкуган	84	МПК-2	0,0240	"	29	МУТ-1	0,0140
"	93	МПК-2	0,0200	Вандоб	71	МУТ-1	0,0170
"	95	МПК-2	0,0140				

Таблица 5 (окончание)

Разрез	№ обр.	Генетиче- ский тип	Бор	Разрез	№ обр.	Генетиче- ский тип	Бор
Вандоб	67	МУТ-1	0,0091	Лучоб	222	МАЗ-2	0,0150
"	58	МУТ-1	0,0160	"	228	МАЗ-2	0,0170
"	53	МУТ-1	0,0160	Ташкутан	130	МАЗ-2	0,0120
"	49	МУТ-1	0,0160	"	131	МАЗ-2	0,0100
"	26	МУТ-1	0,0110	Ширкент	58	МАЗ-2	0,0180
Лучоб	218	МАО-1	0,0079	"	71	МАЗ-2	0,0300
Оби-Заранг	59	МАО-1	0,0032	"	75	МАЗ-2	0,0300
"	63	МАО-1	0,0036	Оби-Заранг	62	МАЗ-2	0,0150
"	73	МАО-1	0,0035	"	66	МАЗ-2	0,0240
Шаргунь	263	МАО-1	0,0079	"	79	МАЗ-2	0,0170
Лучоб	213	МАО-2	0,0069	Шаргунь	267	МАЗ-2	0,0096
"	221	МАО-2	0,0093	"	270	МАЗ-2	0,0130
Ташкутан	126	МАО-2	0,0028	"	273	МАЗ-2	0,0160
"	132	МАО-2	0,0042	Лучоб	246	МСК-3	0,0140
Ширкент	65	МАО-2	0,0050	"	249а	МСК-3	0,0150
"	51	МАО-2	0,0110	Ширкент	81	МСК-3	0,0210
"	54	МАО-2	0,0059	Шаргунь	287	МСК-3	0,0170
Шаргунь	244	МАО-2	0,0130	"	288	МСК-3	0,0170
Ташкутан	128	МАЗ-1	0,0069	"	301	МСК-3	0,0200
Ширкент	57	МАЗ-1	0,0037	"	306	МСК-3	0,0170
Шаргунь	279	МАЗ-1	0,0050	Ширкент	85	МСГ	0,0130
				Оби-Заранг	91	МСГ	0,0130

Таблица 6

Содержание различных форм бора (в %) в морских терригенных отложениях Гиссарского хребта

Разрез	№ обр.	Фашия	Ввал	Всил	Враств
Ханака	133	МПП	0,0098	0,0095	0,0003
Ширкент	21	МПП	0,0056	0,0050	0,0006
Шаргунь	180	МПП	0,0200	0,0170	0,0030
"	194	МПП	0,022	0,0170	0,0050
Хандиза	164	МПП	0,0079	0,0170	0,0062
"	169	МПП	0,0071	0,0042	0,0029
"	177	МПП	0,0140	0,0130	0,0010
Туода	93	МПП	0,0130	0,0075	0,0055
"	125	МПП	0,0096	0,0078	0,0018
Лучоб	172	МПП	0,0089	0,0082	0,0007
Среднее			0,012	0,0094	0,0026
Лучоб	194	МПК	0,012	0,0074	0,0046
Ташкутан	84	МПК	0,024	0,0094	0,0150
"	93	МПК	0,020	0,0110	0,0090
Хандиза	182	МПК	0,013	0,0075	0,0055
"	188	МПК	0,0078	0,0057	0,0021
"	190	МПК	0,014	0,0052	0,0088
"	193	МПК	0,011	0,0072	0,0038
"	200	МПК	0,019	0,0060	0,0130
Туода	137	МПК	0,018	0,0070	0,0110
"	111	МПК	0,0089	0,0044	0,0045
Среднее			0,015	0,0073	0,0077

Таблица 6 (окончание)

Разрез	№ обр.	Фация	В _{вал}	В _{сил}	В _{раств}
Хандиза	159	ММД	0,0066	0,0051	0,0015
Лучоб	200	МММ	0,017	0,012	0,0050
Туода	140	МММ	0,011	0,0036	0,0074
Вандоб	135	МММ	0,010	0,0070	0,0030
"	129	МММ	0,013	0,0082	0,0048
"	99	МММ	0,016	0,0090	0,0070
"	88	МММ	0,011	0,0070	0,0040
Среднее			0,013	0,0078	0,0052
Туода	19	МУТ	0,0150	0,0130	0,0020
Вандоб	71	МУТ	0,0170	0,0130	0,0040
"	53	МУТ	0,0160	0,0130	0,0030
"	37	МУТ	0,0160	0,0066	0,0094
"	26	МУТ	0,0110	0,0094	0,0016
Среднее			0,0140	0,0100	0,0040
Лучоб	211	МАО	0,0130	0,0110	0,0020
Ташкутан	133	МАО	0,0150	0,0098	0,0052
Шаргунь	250	МАО	0,0200	0,0166	0,0040
Среднее			0,0160	0,0123	0,0037
Лучоб	222	МАЗ	0,0150	0,0120	0,0030
Ширкент	71	МАЗ	0,0300	0,0130	0,0170
"	75	МАЗ	0,0300	0,0170	0,0130
Среднее			0,0250	0,0140	0,0110
Лучоб	249а	МСК	0,0150	0,0086	0,0064
Ширкент	88	МСК	0,0220	0,0150	0,0070
Шаргунь	306	МСК	0,0170	0,0150	0,0020
Среднее			0,0180	0,0130	0,0050

Таблица 7

Содержание валового бора (в %) в генетических типах карбонатных и сульфатных отложений

Разрез	№ обр.	Генетический тип	Бор	Разрез	№ обр.	Генетический тип	Бор
Лучоб	181	МПК-1	0,0050	Вандоб	47	МММ-3	0,0017
"	196	МПК-1	0,0056	Ширкент	21	МММ-3	0,0040
"	197	МПК-1	0,0063	"	22	МММ-3	Не обн.
Ташкутан	85	МПК-1	0,0063	Хандиза	202	МММ-4	0,0012
"	91	МПК-1	0,0068	"	203	МММ-4	0,0026
"	92	МПК-1	0,0020	Вандоб	34	МММ-4	0,0016
Ширкент	21	МПК-1	0,0040	Санджар	262	МММ-4	0,0025
Лучоб	182	МПК-3	0,0045	Ташкутан	96	МУТ-2	0,0096
Ташкутан	98	МПК-3	0,0048	Вандоб	23	МУТ-2	0,0020
Туода	33	МММ-2	0,0025	Ташкутан	118	МУК-1	0,0066
Вандоб	33	МММ-2	0,0016	"	122	МУК-1	0,0026
"	72	МММ-2	0,0035	"	123	МУК-1	0,0025
"	74	МММ-2	0,0025	"	125	МУК-1	0,0027
Оби-Заранг	35	МММ-3	Не обн.	Оби-Заранг	43	МУК-1	0,0013
Шаргунь	225	МММ-3	0,0013	"	46	МУК-1	0,0015
"	227	МММ-3	0,0010	Туода	18	МУК-1	0,0028
"	228	МММ-3	0,0074	Шаргунь	231	МУК-1	0,0020

Таблица 7 (окончание)

Разрез	№ обр.	Генетический тип	Бор	Разрез	№ обр.	Генетический тип	Бор
Шаргунь	235	МУК-1	0,0071	Ташкуган	117	МУК-3	0,0083
"	239	МУК-1	0,0035	Хандиза	213	МУК-3	Не обн.
Вандоб	7	МУК-1	0,0015	Туода	4	МУК-3	0,0035
"	8	МУК-1	0,0018	Ширкент	47	МАО-3	0,0035
"	9	МУК-1	0,0040	"	51	МАО-3	0,0050
"	11	МУК-1	0,0044	"	61	МАО-3	0,0040
"	13	МУК-1	0,0018	Лучоб	231	МСК-1	0,0063
"	19	МУК-1	0,0018	"	235	МСК-1	0,0035
Ташкуган	100	МУК-2	0,0010	"	242	МСК-1	0,0024
"	112	МУК-2	0,0010	"	243	МСК-1	0,0050
Ширкент	29	МУК-2	Не обн.	Ташкуган	136	МСК-1	0,0027
"	36	МУК-2	То же	"	138	МСК-1	0,0024
"	39	МУК-2	"	Оби-Заранг	89	МСК-2	0,0013
Шаргунь	234	МУК-2	"	Ташкуган	141	МСК-2	0,0024
Хандиза	204	МУК-2	"	Шаргунь	287	МСК-2	0,0013
"	206	МУК-2	"	"	324	МСК-2	0,0044
"	2116	МУК-2	"	"	323	МСК-2	0,0079
"	212	МУК-2	"	"	329	МСК-2	0,0018
"	214	МУК-2	"	Ширкент	79	МСК-3	0,0016
Вандоб	1	МУК-2	"	"	82	МСК-3	0,0020
"	2	МУК-2	"	Хандиза	217	МСК-3	0,0045
"	3	МУК-2	0,0013	Туода	1	МСК-3	0,0035
"	5	МУК-2	Не обн.	"	2	МСК-3	0,0060
"	15	МУК-2	0,0018	Оби-Заранг	94	МСГ-2	0,0500
"	16	МУК-2	0,0021	"	97	МСГ-2	0,0016
Туода	3	МУК-2	Не обн.	Ширкент	86	МСГ-2	Не обн.
"	5	МУК-2	То же	"	89	МСГ-2	0,0016
"	6	МУК-2	"	"	90	МСГ-2	Не обн.
"	7	МУК-2	"	"	90а	МСГ-2	То же
"	8	МУК-2	"	Хандиза	218	МСГ-2	0,0011
"	10	МУК-2	"	"	220	МСГ-2	Не обн.
"	12а	МУК-2	"	Шаргунь	320	МСГ-2	То же
"	13а	МУК-2	"	"	333	МСГ-2	"
"	14	МУК-2	"	"	330	МСГ-2	0,0013
"	16а	МУК-2	"				

Таблица 8

Содержание бора (в %) в ассоциациях глинистых минералов в доюрских корах выветривания и юрских отложениях

Разрез	№ обр.	Бор	Ассоциация	Генезис отложений
<u>Южный склон Гиссарского хребта</u>				
Лучоб	16	0,0096	Каолинитовая	Кора выветривания
"	11	0,0130	Каолинит-гидрослодистая	Аллювиальные
"	21	0,0071	То же	"
"	29	0,0100	"	"
"	30	0,0110	"	"
"	56	0,0110	"	"
"	61	0,0150	"	"
"	122	0,0110	"	"

Таблица 8 (продолжение)

Разрез	№ обр.	Бор	Ассоциация	Генезис отложений
Лучоб	43	0,0140	Гидрослюдисто-каолинитовая	"
"	75	0,0025	То же	"
"	117	0,0063	"	"
"	139	0,0100	"	"
Ташкутан	17	0,0110	Каолинит-гидрослюдистая	Аллювиальные
"	63	0,0076	То же	"
"	64	0,0069	"	"
"	18	0,0060	Гидрослюдисто-каолинитовая	"
"	60	0,0100	То же	"
"	72	0,0100	"	"
Шаргунь	10	0,0079	Каолинит-гидрослюдистая	"
"	43	0,0100	То же	"
"	56	0,0014	"	"
"	116	0,0016	"	"
"	153	0,0023	"	"
"	11	0,0048	Гидрослюдисто-каолинитовая	"
"	33	0,0100	То же	"
"	77	0,0010	"	"
"	79	0,0025	"	"
"	113	0,0026	"	"
"	141	0,0068	"	"
"	170	0,0093	"	"
"	18	0,0053	"	Мелкие озерные и озерно-болотные
"	50	0,0045	Удлиненно-пластинчато-гидрослюдистая	Аллювиальные
"	63	0,0056	То же	"
"	65	0,0045	"	"
"	78	0,0030	"	"
"	105	0,0018	"	"
"	109	0,0014	"	"
"	2	0,0071	Каолинитовая	Кора выветривания
Чинора	Абг	0,0066	Гидрослюдисто-каолинитовая	То же
<u>Юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>				
Хандиза	1а	0,0020	Гидрослюдисто-каолинитовая	Кора выветривания
"	16	0,0030	То же	То же
"	9	0,0058	Каолинит-гидрослюдистая	Аллювиальные
"	48	0,0059	То же	"
"	63	0,0069	"	"
"	29	0,0059	Гидрослюдисто-каолинитовая	"
"	28	0,0051	То же	"
"	45	0,0081	"	"
"	75	0,0050	"	"
"	107	0,0074	"	"
"	3	0,0046	Удлиненно-пластинчато-гидрослюдистая	"
"	10	0,0030	То же	"
"	33	0,0069	"	"
"	83	0,0073	Каолинит-гидрослюдистая	Мелкие озерные и озерно-болотные отложения
"	116	0,0060	То же	То же
"	130	0,0030	"	"
"	129	0,0086	Гидрослюдисто-каолинитовая	"
"	58	0,0083	То же	"
"	112	0,0063	"	"

Таблица 8 (продолжение)

Разрез	№ обр.	Бор	Ассоциация	Генезис отложений
Хандиза	147	0,0071	Гидрослюдисто-каолинитовая	Мелкие озерные и озеро-болотные отложения
"	143	0,0110	"	Крупные озерные
"	136	0,0100	"	"
"	138	0,0110	Каолинит-гидрослюдистая	"
"	139	0,0050	То же	"
"	153	0,0180	Каолинит-гидратированно-гидрослюдистая	"
"	157	0,320	То же	"
Вандоб	259	0,0057	Каолинит-гидрослюдистая	Аллювиальные
"	262	0,0013	То же	Мелкие озерные и озеро-болотные
"	257	0,0030	"	То же
"	160	0,0032	"	"
"	202	0,0040	Гидрослюдисто-каолинитовая	"
"	244	0,0098	Каолинит-гидрослюдистая	Крупные озерные
"	178	0,0083	То же	"
"	218	0,0081	Гидрослюдисто-каолинитовая	"
Санджар	258	0,0010	То же	Кора выветривания
"	260	0,0060	"	То же
Чакчар	АХгр	0,0018	Каолинитовая	"
Хауз	ГЖГ	0,0017	"	"
<u>Южные и юго-западные отроги Гиссарского хребта</u>				
Лучоб	183	0,0140	Каолинит-гидратированно-гидрослюдистая	Заливно-лагунные (гумидные)
"	200	0,0230	То же	Прибрежно-мелководные (гумидные)
"	208	0,0250	Хлорит-гидратированно-гидрослюдистая	Прибрежно-мелководные (с признаками аридизации)
"	221	0,0320	То же	То же
"	224	0,0320	"	"
"	249а	0,0330	"	Заливно-лагунные (аридные)
Ташкутан	83	0,0076	Каолинит-гидратированно-гидрослюдистая	Дельтовые
"	98	0,0140	То же	Прибрежно-мелководные (гумидные)
"	93	0,0210	"	Заливно-лагунные (гумидные)
"	109	0,0400	Гидратированно-гидрослюдистая	Удаленная часть морского бассейна (гумидные)
"	118	0,0180	То же	То же
"	130	0,0250	Хлорит-гидратированно-гидрослюдистая	Прибрежно-мелководные (с признаками аридизации)
"	132	0,0300	То же	То же
"	141	0,0300	"	Заливно-лагунные (аридные)
Шаргунь	177	0,0140	Каолинит-гидратированно-гидрослюдистая	Заливно-лагунные (гумидные)
"	190	0,0160	То же	То же
"	199	0,0160	"	"

Таблица 8 (окончание)

Разрез	№обр.	Бор	Ассоциация	Генезис отложений
Шаргунь	216	0,0110	Каолинит-гидратированно-гидрослоистая	Заливно-лагунные (гумидные)
"	229	0,0160	Хлорит-гидратированно-гидрослоистая	Прибрежно-мелководные (гумидные)
"	263	0,0160	То же	Прибрежно-мелководные (с признаками аризации)
"	273	0,0150	"	То же
"	236	0,0220	Гидратированно-гидрослоистая	Удаленная часть морского бассейна (гумидные)
Хандыза	159	0,0110	Каолинит-гидратированно-гидрослоистая	Дельтовые
"	166	0,0190	То же	Заливно-лагунные (гумидные)
"	169	0,0120	"	То же
"	170	0,0350	"	"
"	171	0,0250	"	"
"	177	0,0210	"	"
"	178	0,0350	"	"
"	187	0,0100	"	"
"	188	0,0085	"	"
"	190	0,0220	"	"
"	193	0,0210	"	"
"	200	0,0230	"	"
"	198	0,0250	"	"
"	161	0,0190	Хлорит-гидратированно-гидрослоистая	Прибрежно-мелководные (гумидные)
"	217	0,0320	То же	Заливно-лагунные (аридные)
Вандоб	96	0,0100	Каолинит-гидратированно-гидрослоистая	Заливно-лагунные (гумидные)
"	111	0,0300	То же	То же
"	123	0,0120	"	Прибрежно-мелководные (гумидные)
"	141	0,0100	"	То же
"	75	0,0130	Хлорит-гидратированно-гидрослоистая	Прибрежно-мелководные (гумидные)
"	34	0,0120	То же	То же
"	5	0,0200	Гидратированно-гидрослоистая	Удаленная часть морского бассейна
"	18	0,0150	То же	То же
"	26	0,0170	"	"
"	53	0,0150	"	"

ЛИТЕРАТУРА

- Адамчук И.П., Пачаджанов Д.Н. 1973. Геохимия бора в зоне гипергенеза. 4. К термодинамическому расчету констант устойчивости гидроксидных комплексов бора. – В кн.: Химия в Таджикистане. Душанбе, "Дониш".
- Адамчук И.П., Пачаджанов Д.Н., Валиев Ю.Я. 1973. Геохимия бора в зоне гипергенеза. 2. О мономерном гидролизе бора (по термодинамическим данным). – В кн.: Химия в Таджикистане. Душанбе, "Дониш".
- Айвазян С.А. 1968. Статистические исследования зависимостей. М., "Металлургия".
- Акульшина Е.П. 1971. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск, "Наука".
- Алексеев А.А. 1969. Бор в некоторых осадочно-метаморфических породах зоны хребта Урал-Тау (южный Урал). – В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. (Материалы к II Уральской конференции молодых геологов и геофизиков). Свердловск.
- Алиханова О.И. 1964. Спектральное определение валового и водорастворимого бора в почвах. – "Завод. лабор.", № 1.
- Арифджанов М.Х. 1962. Битуминозность верхнеюрской карбонатной формации юго-западных отрогов Гиссарского хребта. – "Узб. геол. журн.", № 1.
- Арифджанов М.Х. 1967. Петрографическое расчленение разрезов пород карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта. – "Узб. геол. журн.", № 2.
- Арифджанов М.Х., Исхакова С.И., Джураев У. 1970. Петрографическая характеристика основных типов карбонатных пород мезозоя южного Узбекистана. – "Узб. геол. журн.", № 3.
- Арифджанов М.Х., Камалов Я. 1963. Характер распределения глинистых минералов в карбонатной формации юры юго-западных отрогов Гиссара. – "Докл. АН УзССР", № 10.
- Арифджанов М.Х., Хатамбеков А.Ю. 1966. Сравнительная характеристика пород карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции. – В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Узбекистана, вып. 1, Ташкент, "Фан".
- Архангельский А.Д. 1917. Краткий отчет о работах в горной Бухаре. Годовой отчет. – "Изв. Геол. ком.", т.36, № 1.
- Балагурова Е.С., Кочнев Е.А., Троицкий В.И. 1963. Фашиально-палеогеографическая характеристика бокситов южного Узбекистана. – "Труды Главгеол.УзССР", вып. 3.
- Балагурова Е.С., Кочнев Е.А., Троицкий В.И. 1964. Новые данные о древней коре выветривания южного Узбекистана. – "Труды Главгеол.УзССР", вып. 3.
- Баратов Р.Б. 1966. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанные с ними орудуения. Душанбе, "Дониш".
- Барсуков В.Л. 1958. Об изоморфизме бора в силикатах. – "Геохимия", № 7.
- Барсуков В.Л. 1961. Некоторые вопросы геохимии бора. – "Геохимия", № 7.
- Барсуков В.Л. 1966. Минералы-индикаторы бороносности скарнов. – "Геохимия", № 5.
- Барсуков В.Л. 1968. Распространенность бора в изверженных, осадочных и метаморфических породах земной коры. – В кн.: Геохимия эндогенного бора. М., "Наука".
- Барсуков В.Л., Курильчикова Г.Е. 1957. О бороносности серпентинитов. – "Геохимия", № 5.
- Бибешев И.И. 1971а. Терригенно-минералогические ассоциации нижне-среднеюрских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. – "Литол. и полезные ископ.", № 6.
- Бибешев И.И. 1971б. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда в юрских отложе-

- ниях юго-запада Гиссарского хребта. — "Литол. и полезные ископ.", № 4.
- Бибешев И.И. 1976. Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта. — М., "Наука" (Труды ГИН АН СССР, вып. 293).
- Бибешев И.И., Валиев Ю.Я., Мавлянов С. 1975. Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации ниже-среднеюрских отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — "Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук", № 1.
- Бенш Ф.Р. 1962. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — В кн.: Геология и рудоносность палеозоя южного Узбекистана. Ташкент, "Фан".
- Богатырев Б.А. 1970. Мезозойская кора выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., "Наука".
- Бойко Т.Ф. 1969. Металлоносность поверхностей вод и рассолов. М., "Наука".
- Бойко Т.Ф. 1973. Редкие элементы в галогенных формациях. М., "Наука".
- Брик М.И. 1935. Мезозойская флора Южной Ферганы. Ч. I. Папоротники. Ташкент, Изд-во Комитета наук УзССР.
- Брик М.И. 1936. Первая находка нижнетриасовой флоры в Средней Азии. — Труды Геол. ин-та АН СССР, т. 5.
- Булатов М.М., Калинин И.П. 1965. Практическое руководство по колориметрическому и спектрофотометрическому методам анализа. М.-Л., "Химия".
- Валиев Ю.Я. 1974. Закономерности распределения бора в юрских отложениях Гиссарского хребта. — "Литол. и полезные ископ.", № 4.
- Валиев А.А., Арифджанов М.Х., Айходжаев С.С., Таджитдинов А.О. 1968. О развитии карбонатных, сульфатных и галогенных образований на юге и юго-западе Средней Азии. — "Узб. геол. журн.", № 6.
- Валиев Ю.Я., Пачаджанов Д.Н., Адамчук И.П. 1975. Особенности геохимии бора в глинистых минералах (на примере юрских отложений Гиссарского хребта). — "Литол. и полезные ископ.", № 1.
- Валяшко М.Г. 1953. Некоторые черты геохимии бора. — В кн.: Химия боратов. Рига, Изд-во АН ЛатвССР.
- Валяшко М.Г. 1961. Геохимия галогенеза. — Сборник трудов Геологического факультета Московского университета. М., Изд-во МГУ.
- Валяшко М.Г., Годе К.Г. 1960. О связи формы выделения боратов из растворов с величиной их рН. — "Журн. неорг. химии", т. 5, вып. 6.
- Вант-Гофф Я.Г. 1936. Исследование условий образования океанических соляных отложений в особенности стасфуртских соляных залежей. Пер. с нем. Л., Химтеоретиздат.
- Вахрамеев В.А., Пейве А.В., Херасков Н.П. 1936. Мезозой Таджикистана. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Виноградов А.П. 1956. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — "Геохимия", № 1.
- Виноградов А.П. 1957. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР.
- Виноградов А.П. 1962. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — "Геохимия", № 7.
- Виноградов А.П. 1967. Введение в геохимию океана. М., "Наука".
- Вировец В.В., Зенин М.Ф. 1966. О средних содержаниях бора в осадочных породах Средней Азии. — Труды САИГИМС, вып. 7.
- Вистелиус А.Б. 1964. Задачи геохимии и информационные меры. — "Сов. геол.", № 12.
- Власов Н.А., Филиппова Г.Р. 1961. О распределении бора в соляных озерах юго-восточного Забайкалья. — В кн.: Микроэлементы в почвах, водах и организмах Восточной Сибири и Дальнего Востока и их роль в жизни растений, животных и человека. Улан-Удэ.
- Власова Е.В. 1966. Исследование состояния бора в боратах и борсодержащих водных растворах методом инфракрасной спектроскопии. Автореф. канд. дисс. М., МГУ.
- Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Писаренных А.С., Прохоров В.Г. 1970. Краткий справочник по геохимии. М., "Недра".
- Галаховская Т.В. 1964. Распределение бора в процессе испарения морской воды при метаморфизме морской воды и продуктов ее сгущения. — "Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии", вып. 45.
- Гаррелс Р. 1962. Минеральные равновесия. М., ИЛ.
- Гетлинг Р.В., Савинова Е.Н. 1958. Некоторые данные о содержании бора в изверженных породах Турьинского рудного поля на Урале. — "Геохимия", № 4.
- Гецеу В.В. 1961. О содержании бора в золах нефтей из 17 скважин разных месторождений. — "Геол. нефти и газа", № 11.
- Гилп С.К. 1959. О генезисе Кайракского месторождения бокситов. — В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., Изд-во АН СССР.
- Гилп С.К. 1964. Петрография и некоторые вопросы генезиса мезозойских бок-

- ситов Средней Азии. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 103.
- Глебович Г.А. 1946. Бор в море. — "Труды Биогеохим. лабор. АН СССР", вып. 8.
- Головин Е.М. 1948. Вулканизм и явление метаморфизма южного Узбекистана. — В кн.: Геология СССР, т.23. Узбекская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М., Госгеолиздат.
- Головкин В.А. 1960. Некоторые данные к петрографической и геохимической характеристике озерско-хаванских отложений Подмосковья. — Докл. АН СССР, т. 130, № 4.
- Гольдберг Э.Д. Геохимия моря. — В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ.
- Гольдшмидт В.М., Петерс К.К. 1938. К геохимии бора. — Сборник статей по геохимии редких элементов. М.—Л., ГОНТИ.
- Горевская Е.Н., Морозенко Н.К. 1962. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). — "Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.", т. 73.
- Губин И.Е. 1934. Предварительный отчет 13-го геологического отряда. — В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1933 г. Л.
- Губин И.Е. 1937. К стратиграфии и угленосности юрских песчано-сланцевых отложений Байсунского и Сары-Ассийского районов Узбекской ССР. — "Труды Тадж.-Памир. экспед. АН СССР 1934 г.", вып. 66.
- Гуляева Л.А. 1942. Распределение бора в современных органогенных осадках. — "Докл. АН СССР", т. 37, № 1.
- Гуляева Л.А., Лыгалова В.Н. 1965. Бор в нижнемеловых отложениях Зей-Буреинской впадины. — В кн.: Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах. М., "Наука".
- Гуревич В.И. 1960. Некоторые особенности распределения бора в осадочных породах Северо-Русской платформы. — "Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии", вып. 40.
- Гурский Ю.А. Геохимия бора и йода при диагенезе современных морских отложений. — В кн.: Проблемы мирового океана. М., Изд-во МГУ.
- Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И., Ботвинкина Л.Н., Феофилова А.П., Ритенберг М.П., Тимофеев П.П., Тимофеева З.Ф. 1959-1960. Строение и условия накопления основных углеводородных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Ч. 1-2. "Труды ГИН АН СССР", вып. 15.
- Захаров С.А. 1958. Стратоструктуры мезо-кайнозой Таджикской депрессии. — "Труды Ин-та геол. АН ТаджССР", т. 95.
- Захаров С.А. 1962. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. — "Труды Ин-та геол. АН ТаджССР", т. 5.
- Зхус И.Д. 1966. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., "Наука".
- Иванов А.М. 1957. Бор — постоянный микроэлемент золы нефтей, указывающий на ее органическое происхождение. — "Азерб.нефт. хоз-во", № 6.
- Иванов А.М. 1969. Геохимическое обоснование изоморфизма аниона BO_3^{3-} в карбонатной и сульфатной стадиях седиментации. — В кн.: Геология, геохимия и разработка нефтяных и газовых месторождений. Куйбышев.
- Ивановская А.В. 1965. Бор в глинистых фракциях и гидрослюдах мезозойских отложений Лено-Оленевского района и его значение для определения палеосолности. — В кн.: Глины и глинистые минералы Сибири. М., "Наука".
- Исамухамедов И.М., Купченко П.Д., Василевский Б.Ф. 1962. Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент, "Фан".
- Ишниязов Д., Парпиев Н.А. 1963. К условиям образования акцессорных минералов бора в хемогенной толще верхней юры Узбекистана. — "Узб. геол. журн.", № 5.
- Карпова Г.В. 1972. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., "Недра".
- Катченков С.М. 1952. О некоторых общих закономерностях накопления минеральных элементов в нефти и каменном угле. — "Докл. АН СССР", т. 86, № 4.
- Кейт М., Дегенс Э. 1961. Геохимические индикаторы. — В кн.: Геохимические исследования. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Коннов Л.П. 1964. Латериты и латеритно-осадочные бокситы Средней Азии. — В кн.: Латериты. (Международ. геол. конгресс. XX сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 14). М., "Недра".
- Коновалов Г.С. 1959. Вынос микроэлементов главнейшими реками СССР. — "Докл. АН СССР", т. 129, № 2.
- Коновалов Г.С., Огурцова О.С. 1959. О содержании бора в прудах. "Гидрохимические материалы", т. 28.
- Коробов С.С., Малинко С.В., Седелцкий В.И. 1965. Новые данные о борной минерализации в ангидритовой толще Средней Азии. — "Зап. Всесоюз. мин. об-ва", т. 94, вып. 6.
- Косалс Я.А., Сухорук Ф.В. 1965. Распределение бериллия, бора, лития и фтора в некоторых гранитных массивах Горного Алтая. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, "Наука".

- Коссовская А.Г., 1962. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и западного Верхоянья. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 63.
- Крайнов С.Р. 1964. Гидрохимические методы поисков месторождений бора. М., "Недра".
- Крамбейн У., Грейбилл Ф. 1969. Статистические модели в геологии. Пер. с англ. М., "Мир".
- Красинцева В.В., Шишкина О.В. 1959. К вопросу о распределении бора в морских осадках. - "Докл. АН СССР", т. 128, № 4.
- Кудрявцев Н.А. 1932. Геологическое строение южного склона Гиссарского хребта в районе р. Каратаг. - "Труды Нефт. геологоразвед. ин-та. Сер. А", вып. 23.
- Кузичкина Ю.М. 1961. Петрографический состав углей юго-западных отрогов Гиссарского хребта. - "Труды Узб. геол. упр.", сб. 2 (геол.).
- Кузичкина Ю.М., Репман Е.А., Сикстель Т.А. 1963. Стратиграфический очерк. - В кн.: Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов, т. 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Курман И.М. 1958. О тихоокеанском и широтном борных поясах. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Кухтиков М.М. 1968. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш".
- Лебедев Б.А. 1967. Сопоставление морских и пресноводных глин по содержанию малых химических элементов. - "Геохимия", № 8.
- Левецкий С.И. 1935. Геологическое строение района каменноугольных месторождений южной гиссарской группы. - Труды Тадж.-Памир. экспед. АН СССР 1933 г., вып. 12.
- Лепешков И.Н. 1939. О боросодности соляных отложений южного бассейна Пермского моря и соляных озер Прикаспийской низменности. - "Докл. АН СССР", т. 22, № 9.
- Лисицын А.Е., Хитров В.Г., 1962. Распределение бора в минералах некоторых изверженных и метаморфических пород среднего Урала по результатам микроспектрального анализа. - "Геохимия", № 3.
- Луппов Н.П. 1938. К палеогеографии среднеазиатской части СССР в нижнемеловую эпоху. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 23.
- Лучников В.С. 1968. Юрские отложения Таджикской депрессии и ее горного обрамления в связи с перспективностью их нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. М., ВНИГНИ.
- Лыгалева В.Н., Захарова Ф.А. 1963. Методика определения бора в осадочных породах. - В кн.: Геохимия и гидрохимия нефтяных месторождений. М., Изд-во АН СССР.
- Марковский А.П. 1931. Новые данные по стратиграфии и тектонике восточной части Зерафшано-Гиссарской горной системы. - Изв. ГРУ, т.50, вып.50.
- Миллер Р.Л., Кан Дж.С. Статистический анализ в геологической науке. Пер. с англ. М., "Мир".
- Мирошниченко В.П. 1933. Краткий геологический очерк западных склонов Кугитангтау и Гаурдактюбегатангской антиклинали. - В кн.: Гаурдактский химический комбинат, т.1. М.
- Михайловский С.Н. 1914. Геологическое исследование в центральной Бухаре, - "Зап. Горн. ин-та", т. 5, вып. 2-3.
- Морочевский В.В. 1939. Очерки геохимии верхнекамских соляных отложений. - "Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии", вып. 17.
- Мошкина И.А., Гордеева Г.И. 1964. К вопросу геохимии бора и лития в соляных озерах Кулундвинской степи. - "Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук", вып. 1.
- Мун А.И., Бектуров А.Б. 1971. Распределение микроэлементов в водах Казахстана. Алма-Ата, "Наука".
- Мун А.И., Родионова М.А., Косенко Г.А. 1971. Некоторые данные по сосаждению борат-ионов с амфотерными гидроокислами. - Изв. АН КазССР. Сер. хим., № 1.
- Муфтиев З.З. 1964. К стратиграфии палеозоя восточной части Зерафшано-Гиссарской горной области. - "Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-техн. и хим. наук", № 2.
- Назаренко В.А., Невская Е.М. 1969. Спектрометрическое определение констант мономерного гидролиза ионов алюминия. - "Неорг. хим.", т. 14, вып. 12.
- Наливкин Д.В. 1926. Очерк геологии Туркестана. Ташкент-Москва, Акц. об-во Туркпечать.
- Наумов Г.Б. 1971. Справочник термодинамических величин для геологов. М., Атомиздат.
- Николаев А.В. 1947. Физико-химические изучения природных боратов. М., Изд-во АН СССР.
- Оборин А.А., Залкинд И.Э. 1964. К геохимии бора в гипергенных процессах. - "Геохимия", № 2.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. 1970. М., ВНИГНИ.
- Овчинников С.К. 1946. Новые данные по геологии западной части южного

- склона Гиссарского хребта. - "Изв.Тадж. фил. АН СССР", № 11.
- Овчинников С.К. 1959. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. - "Изв. АН ТаджССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук", вып. 1.
- Озол А.А. 1957. Особенности геохимии гипергенного бора и вопросы формирования его месторождений галогенно-осадочного типа. - "Литол. и полезные ископ.", № 5.
- Отрошенко В.Д. 1967. К геохимии бора и цезия в вулканогенных породах западного Тянь-Шаня. - "Геохимия", № 8.
- Отрошенко В.Д. 1969. К геохимии бора в магматических комплексах гор Чакалкаян. - В кн.: Геология, минералогия и геохимия рудных регионов Узбекистана. Ташкент, "Фан".
- Педро Ж. 1971. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. Пер. с франц. М., "Мир".
- Поделько Е.Я. 1965. Бор в верхнемезозойских битуминозных отложениях Баргойской и Ононской впадин Забайкалья. - В кн.: Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах. М., "Наука".
- Полинг Л. 1964. Общая химия. Пер. с англ. М., "Мир".
- Полянский Б.В. 1961. О фациальной изменчивости нижнемезозойских отложений в междуречье Ширкент-Лучоб. - Докл. АН ТаджССР", г. 4, № 2.
- Полянский Б.В. 1962. Петрографо-минералогическая характеристика ретюрских отложений междуречья Ширкент-Ханака. - "Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук", вып.4.
- Понизовский А.М., Мелешко Е.Л. 1957. К вопросу о геохимии бора соляных водоемов Крыма. - "Геохимия", № 7.
- Прокофьев В.А., Ермакова В.И. 1963. О содержании бора в раковинах брахиопод. - "Докл. АН СССР", т.149, № 5.
- Пустыльник Е.И. 1968. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., "Наука".
- Репман Е.А. 1941. Некоторые данные о юрской фауне южного Узбекистана (Яккабатский и Ширабадский районы). - В кн.: Геология Средней Азии, вып. 1. Ташкент, Изд-во Геол. упр.УзССР.
- Репман Е.А. 1964. Стратиграфия верхнеюрских отложений юго-западных отрогов и южных склонов Гиссарского хребта. - Сборник научных трудов Ташкент. политехн. ин-та, вып. 4.
- Родионов Д.А. 1963. Трехпараметрическое распределение содержания элементов в породах. - "Геохимия", № 2.
- Ронов А.Б., Ермишкина А.И. 1953. Методика составления количественной литолого-геохимической карты. - "Докл. АН СССР", т.91, № 5.
- Сердюченко Д.П. 1955. О некоторых богатых бором осадочно-метаморфических фациях. - "Докл. АН СССР", т.102, №4.
- Сердюченко Д.П. 1956. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. - "Труды ИГН АН СССР", вып. 5.
- Сердюченко Д.П. 1960. Борные осадочно-метаморфические формации. - В кн.: Вопросы седиментологии. М., Изд-во АН СССР.
- Сердюченко Д.П. 1961. Об акцессорных борных минералах в архее Алдана. - В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Сикстель Т.А. 1954. Некоторые данные о климатических зонах юрского периода. - "Труды Среднеаз. гос.ун-та. Нов. сер.", вып. 52, геол. науки, кн.5.
- Сикстель Т.А. 1955. Материалы к палеогеографии Средней Азии в триасе. - "Труды Среднеаз. гос. ун-та. Нов.сер.", вып. 52, геол. науки, кн. 5.
- Сикстель Т.А. 1959. Очерк палеогеографии Средней Азии в триасовом периоде. - "Учен. зап. Среднеаз. науч.-исслед. ин-та геол. и мин.сырья", вып. 1.
- Сотириади К.А., Троицкий В.И. 1962. Терригенно-минералогическая зональность юрских отложений южного Узбекистана. - "Труды Главгеол.УзССР", вып. 3.
- Станкевич Ю.В. 1954. К генезису юрских песчаников. - "Труды Среднеаз. гос. ун-та. Нов.сер.", вып. 52, геол. науки, кн. 5.
- Станкевич Ю.В. 1959. Краткий очерк палеогеографии Средней Азии в юрском периоде. - "Бюлл. науч.-исслед. работ Среднеаз. науч.-исслед. ин-та геол. и мин. сырья", вып. 1.
- Сухоруков Ф.В., Емельянов Е.М. 1969. Бор в донных осадках северовосточной части бассейна Атлантического океана. - "Докл. АН СССР", т.187, № 5.
- Тарасенко А.Т. 1959. Гранитоиды юго-западных отрогов Гиссарского хребта. - "Изв. АН ТаджССР. Отд. естеств. наук", вып. 3.
- Тимофеев П.П. 1964. Юрская угленосная формация Тувинского прогиба. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 94.
- Тимофеев П.П. 1968. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений. - В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения. (Междунар. геол.конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11). М., "Наука".
- Тимофеев П.П. 1969. Геология и фаш юрской угленосной формации Южной

- Коссовская А.Г., 1962. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Виллоиской впадины и западного Верхоянья. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 63.
- Крайнов С.Р. 1964. Гидрохимические методы поисков месторождений бора. М., "Недра".
- Крамбейн У., Грейбилл Ф. 1969. Статистические модели в геологии. Пер. с англ. М., "Мир".
- Красинцева В.В., Шишкина О.В. 1959. К вопросу о распределении бора в морских осадках. - "Докл. АН СССР", т. 128, № 4.
- Кудрявцев Н.А. 1932. Геологическое строение южного склона Гиссарского хребта в районе р. Каратаг. - "Труды Нефт. геологоразвед. ин-та. Сер. А", вып. 23.
- Кузичкина Ю.М. 1961. Петрографический состав углей юго-западных отрогов Гиссарского хребта. - "Труды Узб. геол. упр.", сб. 2 (геол.).
- Кузичкина Ю.М., Репман Е.А., Сикстель Т.А. 1963. Стратиграфический очерк. - В кн.: Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов, т. 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Курман И.М. 1958. О тихоокеанском и широтном борных поясах. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Кухтиков М.М. 1968. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш".
- Лебедев Б.А. 1967. Сопоставление морских и пресноводных глин по содержанию малых химических элементов. - "Геохимия", № 8.
- Левицкий С.И. 1935. Геологическое строение района каменноугольных месторождений южной гиссарской группы. - Труды Тадж.-Памир. экспед. АН СССР 1933 г., вып. 12.
- Лепешков И.Н. 1939. О боросодности соляных отложений южного бассейна Пермского моря и соляных озер Прикаспийской низменности. - "Докл. АН СССР", т. 22, № 9.
- Лисицын А.Е., Хитров В.Г., 1962. Распределение бора в минералах некоторых изверженных и метаморфических пород среднего Урала по результатам микроспектрального анализа. - "Геохимия", № 3.
- Луцков Н.П. 1938. К палеогеографии среднеазиатской части СССР в нижнемеловую эпоху. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 23.
- Лучников В.С. 1968. Юрские отложения Таджикской депрессии и ее горного обрамления в связи с перспективами их нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. М., ВНИГНИ.
- Лыгалева В.Н., Захарова Ф.А. 1963. Методика определения бора в осадочных породах. - В кн.: Геохимия и гидрохимия нефтяных месторождений. М., Изд-во АН СССР.
- Марковский А.П. 1931. Новые данные по стратиграфии и тектонике восточной части Зерафшано-Гиссарской горной системы. - Изв. ГРУ, т. 50, вып. 50.
- Миллер Р.Л., Кан Дж.С. Статистический анализ в геологической науке. Пер. с англ. М., "Мир".
- Мирошниченко В.П. 1933. Краткий геологический очерк западных склонов Кугитангтау и Гаурдактюбегатангской антиклинали. - В кн.: Гаурдакский химический комбинат, т. 1. М.
- Михайловский С.Н. 1914. Геологическое исследование в центральной Бухаре. - "Зап. Горн. ин-та", т. 5, вып. 2-3.
- Морочевский В.В. 1939. Очерки геологии верхнекамских соляных отложений. - "Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии", вып. 17.
- Мошкина И.А., Гордеева Г.И. 1964. К вопросу геохимии бора и лития в соляных озерах Кулундской степи. - "Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук", вып. 1.
- Мун А.И., Бектуров А.Б. 1971. Распределение микроэлементов в водах Казахстана. Алма-Ата, "Наука".
- Мун А.И., Родионова М.А., Косенко Г.А. 1971. Некоторые данные по сосаждению борат-ионов с амфотерными гидроокислами. - Изв. АН КазССР. Сер. хим., № 1.
- Муфтиев З.З. 1964. К стратиграфии палеозоя восточной части Зерафшано-Гиссарской горной области. - "Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-техн. и хим. наук", № 2.
- Назаренко В.А., Невская Е.М. 1969. Спектрометрическое определение констант мономерного гидролиза ионов алюминия. - "Неорг. хим.", т. 14, вып. 12.
- Наливкин Д.В. 1926. Очерк геологии Туркестана. Ташкент-Москва, Акц. об-во Туркпечать.
- Наумов Г.Б. 1971. Справочник термодинамических величин для геологов. М., Атомиздат.
- Николаев А.В. 1947. Физико-химические изучения природных боратов. М., Изд-во АН СССР.
- Оборин А.А., Залкинд И.Э. 1964. К геохимии бора в гипергенных процессах. - "Геохимия", № 2.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. 1970. М., ВНИГНИ.
- Овчинников С.К. 1946. Новые данные по геологии западной части южного

- склона Гиссарского хребта. - "Изв.Тадж. фил. АН СССР", № 11.
- Овчинников С.К. 1959. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. - "Изв. АН ТаджССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук", вып. 1.
- Озол А.А. 1957. Особенности геохимии гипергенного бора и вопросы формирования его месторождений галогенно-осадочного типа. - "Литол. и полезные ископ.", № 5.
- Отрощенко В.Д. 1967. К геохимии бора и цезия в вулканогенных породах западного Тянь-Шаня. - "Геохимия", № 8.
- Отрощенко В.Д. 1969. К геохимии бора в магматических комплексах гор Чакалкалян. - В кн.: Геология, минералогия и геохимия рудных регионов Узбекистана. Ташкент, "Фан".
- Педро Ж. 1971. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. Пер. с франц. М., "Мир".
- Поделько Е.Я. 1965. Бор в верхнемезозойских битуминозных отложениях Баргойской и Ононской впадин Забайкалья. - В кн.: Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах. М., "Наука".
- Полинг Л. 1964. Общая химия. Пер. с англ. М., "Мир".
- Полянский Б.В. 1961. О фациальной изменчивости нижнемезозойских отложений в междуречье Ширкент-Лучоб. - Докл. АН ТаджССР, г. 4, № 2.
- Полянский Б.В. 1962. Петрографо-минералогическая характеристика ретюрских отложений междуречья Ширкент-Ханака. - "Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук", вып.4.
- Понизовский А.М., Мелешко Е.Л. 1957. К вопросу о геохимии бора соляных водоемов Крыма. - "Геохимия", № 7.
- Прокофьев В.А., Ермакова В.И. 1963. О содержании бора в раковинах брахиопод. - "Докл. АН СССР", т.149, № 5.
- Пустыльник Е.И. 1968. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., "Наука".
- Репман Е.А. 1941. Некоторые данные о юрской фауне южного Узбекистана (Яккабатский и Ширабадский районы). - В кн.: Геология Средней Азии, вып. 1. Ташкент, Изд-во Геол. упр. УзССР.
- Репман Е.А. 1964. Стратиграфия верхнеюрских отложений юго-западных отрогов и южных склонов Гиссарского хребта. - Сборник научных трудов Ташкент. политехн. ин-та, вып. 4.
- Родионов Д.А. 1963. Трехпараметрическое распределение содержания элементов в породах. - "Геохимия", № 2.
- Ронов А.Б., Ермишкина А.И. 1953. Методика составления количественной литолого-геохимической карты. - "Докл. АН СССР", т.91, № 5.
- Сердюченко Д.П. 1955. О некоторых богатых бором осадочно-метаморфических фациях. - "Докл. АН СССР", т.102, №4.
- Сердюченко Д.П. 1956. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. - "Труды ИГН АН СССР", вып. 5.
- Сердюченко Д.П. 1960. Борные осадочно-метаморфические формации. - В кн.: Вопросы седиментологии. М., Изд-во АН СССР.
- Сердюченко Д.П. 1961. Об акцессорных борных минералах в архее Алдана. - В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Сикстель Т.А. 1954. Некоторые данные о климатических зонах юрского периода. - "Труды Среднеаз. гос.ун-та. Нов. сер.", вып. 52, геол. науки, кн.5.
- Сикстель Т.А. 1955. Материалы к палеогеографии Средней Азии в триасе. - "Труды Среднеаз. гос. ун-та. Нов.сер.", вып. 52, геол. науки, кн. 5.
- Сикстель Т.А. 1959. Очерк палеогеографии Средней Азии в триасовом периоде. - "Учен. зап. Среднеаз. науч.-исслед. ин-та геол. и мин.сырья", вып. 1.
- Сотириади К.А., Троицкий В.И. 1962. Терригенно-минералогическая зональность юрских отложений южного Узбекистана. - "Труды Главгеол.УзССР", вып. 3.
- Станкевич Ю.В. 1954. К генезису юрских песчаников. - "Труды Среднеаз. гос. ун-та. Нов.сер.", вып. 52, геол. науки, кн. 5.
- Станкевич Ю.В. 1959. Краткий очерк палеогеографии Средней Азии в юрском периоде. - "Бюлл. науч.-исслед. работ Среднеаз. науч.-исслед. ин-та геол. и мин. сырья", вып. 1.
- Сухоруков Ф.В., Емельянов Е.М. 1969. Бор в донных осадках северовосточной части бассейна Атлантического океана. - "Докл. АН СССР", т.187, № 5.
- Тарасенко А.Т. 1959. Гранитоиды юго-западных отрогов Гиссарского хребта. - "Изв. АН ТаджССР. Отд. естеств. наук", вып. 3.
- Тимофеев П.П. 1964. Юрская угленосная формация Тувинского прогиба. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 94.
- Тимофеев П.П. 1968. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений. - В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения. (Междунар. геол.конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11). М., "Наука".
- Тимофеев П.П. 1969. Геология и фашии юрской угленосной формации Южной

- Сибири. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 197.
- Тимофеев П.П. 1970. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 198.
- Тимофеев П.П., Валиев Ю.Я., Пачаджанов Д.Н., Адамчук И.П., Бебешев И.И. 1974. Изучение распределения бора для реконструкции фациально-палеогеографических обстановок седиментации. - В кн.: Геохимические и аналитические методы изучения вещества состава осадочных пород и руд. (Тезисы к Всесоюз. семинару). Ч. I. М.
- Тимофеев П.П., Валиев Ю.Я., Пачаджанов Д.Н., Адамчук И.П., Буриченко Т.И. 1974. Распределение и формы нахождения бора в юрских озерных и озерно-болотных отложениях Гиссарского хребта. - "Геохимия", № 9.
- Тимофеев П.П., Валиев Ю.Я., Пачаджанов Д.Н., Буриченко Т.И. 1973. Распределение и формы нахождения бора в юрских речных отложениях Таджикской депрессии. - "Докл. АН ТаджССР", т. 16, № 9.
- Тимофеев П.П., Валиев Ю.Я., Пачаджанов Д.Н., Буриченко Т.И. 1974. К геохимии бора в юрских аллювиальных отложениях Гиссарского хребта. - "Геохимия", № 3.
- Тимофеев П.П., Валиев Ю.Я., Штеренберг Л.Е., Пачаджанов Д.Н., Буриченко Т.И. 1973. Литологические особенности карбонатных осадков юры южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта и распределение в них бора. - В кн.: Фашии и геохимия карбонатных отложений. (Тезисы докладов). Ленинград-Таллин.
- Троицкий В.И. 1967. Верхнетриасовые и юрские отложения южного Узбекистана. Л., "Недра".
- Фейгельсон И.Б., Валяшко М.Г., Бергман А.Г. 1939. О распространении бора в соляных озерах Арало-Каспийского района. - "Докл. АН СССР", т. 22, № 5.
- Ферсман А.Е. 1931. Пегматиты. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Ферсман А.Е. 1959. Бор. - Избр. труды, т. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Хардер Г. 1965. Геохимия бора. Пер. с нем. М., "Недра".
- Холопов Н.П. 1962. Механизм формирования Обинавузского интрузива. - "Труды Ташкент.ун-та", вып. 203.
- Чикрызов Г.С. 1953. К вопросу о прогнозах угленосности в закрытом районе на основе структурно-фациального анализа. - "Изв. АН УзССР", № 3.
- Чуенко П.П. 1931. К тектонике юго-западных отрогов Гиссарского хребта. - "Изв. ПРУ", т. 50, вып. 33.
- Чуенко П.П. 1937. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. - В кн.: Геология Узбекской ССР, т. 2. Западный, Южный Узбекистан. Л.-М., Глав. ред. горно-топл. и геол.-развед. лит.
- Шехтман П.А. 1941. Геология среднеазиатского нижнемезозойского угленосного бассейна. Ташкент. Изд. Узб. фил. АН СССР.
- Шиллинг М.Л., Пометун Е.А. 1959. Спектральное определение бора в горных породах. - "Завод. лабор.", № 12.
- Школьник М.Я. 1950. Значение микроэлементов в жизни растений и в земледелии. М., Изд-во АН СССР.
- Штеренберг Л.Е. 1965. К диагностике карбонатных минералов методом окрашивания. - "Литол. и полезные ископ.", № 2.
- Штеренберг Л.Е., Гречин В.И., Соловьев А.А., Шурина Г.Н. 1972. К методике окрашивания карбонатных пород. - "Литол. и полезные ископ.", № 5.
- Шутов В.Д. 1960. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба. - "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", т. 35, вып. 6.
- Яржемский Я.Я. 1968. Вопросы формирования боратов. Л., "Недра".
- Adams T.D., Haynes J.K., Walker C.T. 1965. Boron in holocene illites of the Dovey estuary, and its relationship to paleosalinity in cyclotherms. - "J. Sedimentology", vol. 4, N 3.
- Ahrens L.H. 1952. Use of ionization potentials. I. Ionic radii of the elements. - "Geochim. et cosmochim. acta", N 2.
- Biltz W., Morcus E. 1911. Über die Verbreitung von borsaurigen Salzen in den Kalßals Lagerstätten. - "Z. anorgan. Chem.", Bd 72.
- Bjerrum J. 1957-1958. Stability constants of metal ion complexes, with solubility products of inorganic substances. London.
- Cody R.D. 1970. Anomalous boron content of two continental shales in eastern Colorado. - "J. Sediment. Petrol.", vol. 40, N 2.
- Eagar R.M.C. 1962. Boron content in relation to organic carbon in certain sediments of the British Coal Measures. - "Nature", vol. 196, N 4853.
- Ernst W., Krejci-Graf K., Werner H. 1958. Parallelsierung von Leithorizonten im Ruhrkarbon mit Hilfe des Bor-Gehaltes. - "Geochim. et cosmochim. acta", vol. 14, N 3.
- Fleet M.E.Z. 1965. Preliminary investigations into the sorbtion of boron by clay minerals. - "Clay Minerals", vol. 6, N 1.
- Frederickson A.F., Reynolds R.C. 1960a. Geochemical method for determining paleosalinity in clay and clay minerals. - In: "Proc. Eighth Nat. Confer. on clay and clay minerals", Pergamon Press, Oxford.

- Frederickson A.F., Reynolds R.C. 1960b. How measuring paleosalinity aids exploration. — "J. Oil and Gas", vol. 58, N 5.
- Frederickson A.F., Reynolds R.C. 1962. Partition coefficients—new tool for studying geological problems. — "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists", vol. 46, N 4.
- Goldberg L. 1961. Chemical and mineralogical aspects of deep-sea sediments. — "J. Physics and Chemistry Earth", vol. 4, N 281.
- Goldberg D., Arrhenius G.O.S. 1958. Geochemistry of Pacific pelagic sediments. — "Geochim. et cosmochim. acta", vol. 13, N 2/3.
- Ham W.E., Mankin C.J., Schleicher I.A. 1961. Borate minerals in Permian gypsum of West-Central Oklahoma. — "Bull. Oklahoma Geol. Surv." N 92.
- Hatcher I.T., Bower C.A., Clark M. 1967. Adsorption of boron by soils as influenced by hydroxy aluminium and surface area. — "Soil Science", vol. 104, N 6.
- Heide F., Thiele A. 1958. Der Borgehalt des Saal Wassers. — "Naturwissenschaften", Bd 45, N 15.
- Landergrén S. 1945. Contribution to the geochemistry of Boron. II. The distribution of boron in some Swedish sediments, rocks and iron ores; the boron cycle in the Upper Lithosphere. — "Arkiv kemi", vol. 19 A, N 26.
- Landergrén S. 1958. On the distribution of boron on different size classes in marine clay sediments. — "Geol. fören. i Stockholm förhandl.", vol. 80, N 1.
- Landergrén S. 1964. On the geochemistry of deep-sea sediments. — "Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition", vol. 10, N 5.
- Lerman A. 1966. Boron in clays and estimations of paleosalinities. — "Sedimentology", vol. 6, N 4.
- Levinson A.A., Ludwick C. 1966. Speculation on the incorporation of boron into argillaceous sediments. — "Geochim. et cosmochim. acta", vol. 30, N 9.
- Pieruccini K. 1950. La diffusione del boro on alcune dei campi petroliferi di Rodenzano die Giorgi. — "Period. mineral.", vol. 19, N 2-3.
- Potter R.E., Schimp N.F., Witters J. 1963. Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. — "Geochim. et cosmochim. acta", vol. 27, N 6.
- Reley J., Skirrow J. 1965. Chemical Oceanography. Vol. 1. London-New York, Acad. Press.
- Reynolds R.C. 1965. Geochemical behaviour of boron during the metamorphism of carbonate rocks. — "Geochim. et cosmochim. acta", vol. 29, N 9.
- Schofield R.K., Taylor A.W. 1954. The hydrolysis of aluminium salt solutions. — "J. Chem. Soc.", N 4445.
- Spears D.A. 1965. Boron in some British carboniferous sedimentary rocks. — "Geochim. et cosmochim. acta", vol. 29, N 4.
- Stubican V., Roy R. 1962. Boron substitution in synthetic mica and clays. — "Amer. Mineralogist", vol. 47, N 9-10.
- Turekian K.K., Wedepohl R.H. 1961. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — "Bull. Geol. Soc. America", vol. 72, N 2.
- Walker C.T. 1962. Separation techniques in sedimentary geochemistry illustrated by studies of boron. — "Nature", vol. 194, N 4833.
- Walker C.T. 1963. Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks. — "J. Sediment Petrol.", vol. 33.
- Walker C.T. 1964. Paleosalinity in upper viséan joredale formation of England — geochemical method for locating porosity. — "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists", vol. 48, N 2.
- Walker C.T., Price N.B. 1963. Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales. — "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists", vol. 47, N 1.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ И ТАБЛИЦЫ I-V

ТАБЛИЦА I

Фотографии шлифов карбонатных пород. Николи ||, увел. 40.

а, б, в, г, д - органогенно-детритовые и детритусовые известняки

ТАБЛИЦА II

Фотографии шлифов карбонатных пород. Николи ||, увел. 40.

а, б - оолитовые известняки; в, г - песчанистые известняки; д, е - глинистые известняки

ТАБЛИЦА III

Фотографии шлифов карбонатных пород. Николи ||, увел. 40.

а, б - комковатые известняки; в, г - микрозернистые известняки с вкраплениями сульфидов; д - перекристаллизованный мелко-среднезернистый известняк (николи +)

ТАБЛИЦА IV

Фотографии шлифов карбонатных пород. Николи ||, увел. 40.

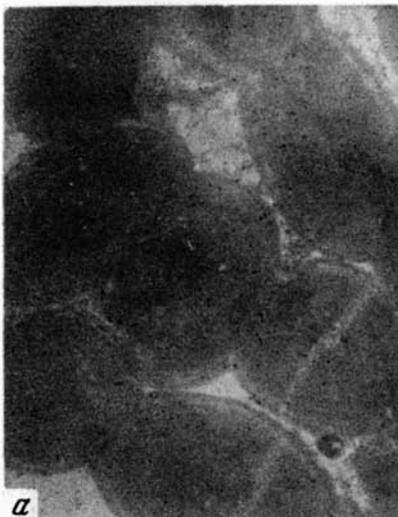
а - доломитизированный известняк; б - известковый доломит; в, г - известняки смешанного генезиса

ТАБЛИЦА V

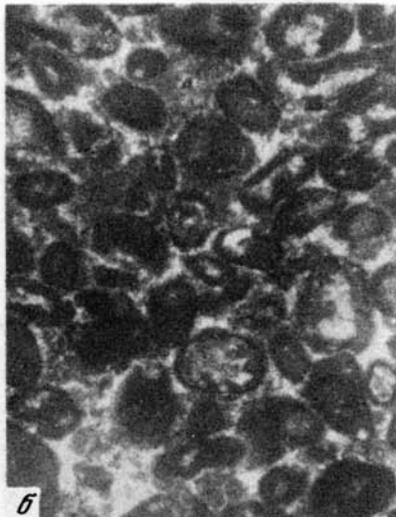
Электронно-микроскопические снимки глинистых минералов (фракция < 0,001 мм)

а, б - дикиит с удлиненно-пластинчатой гидрослюдой; в - удлиненно-пластинчатая гидрослюда; г - каолинит; д, е - изометрично-пластинчатая гидрослюда; ж, з - гидратированная гидрослюда (с монтмориллонитом)

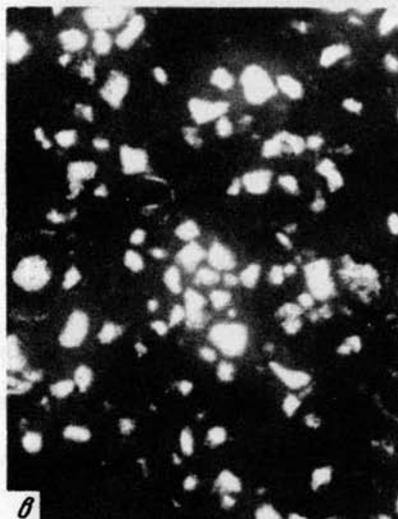




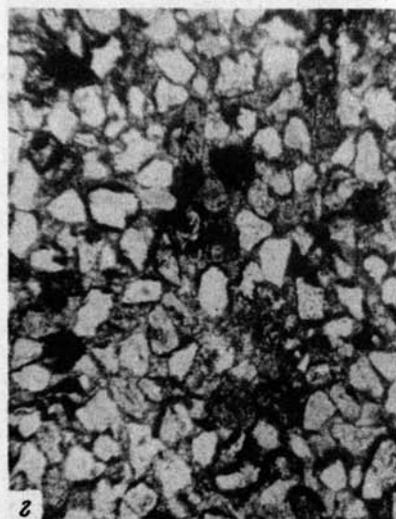
a



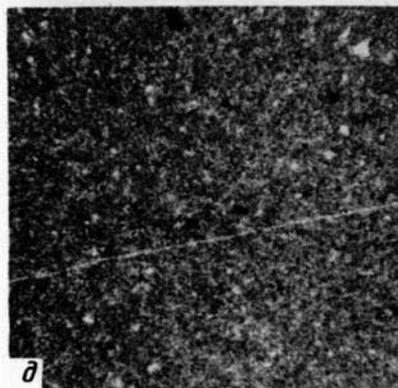
б



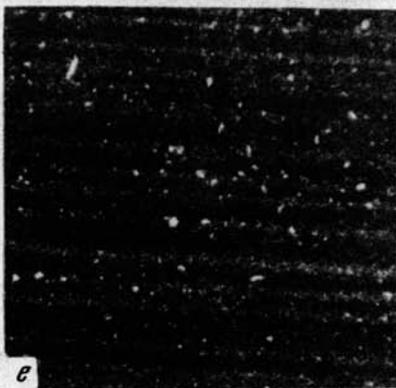
в



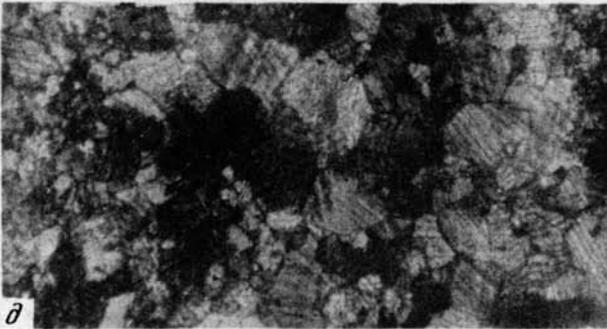
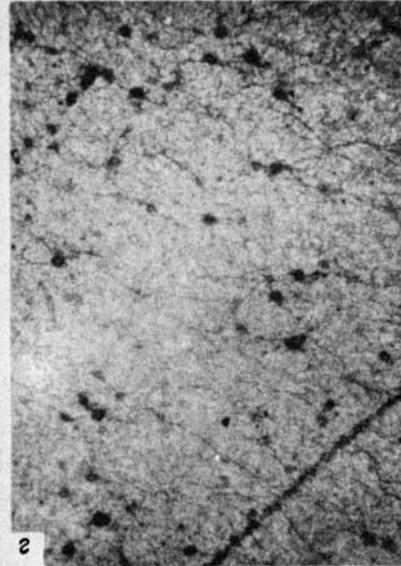
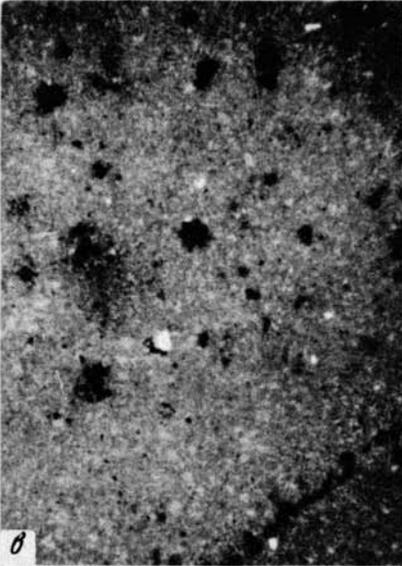
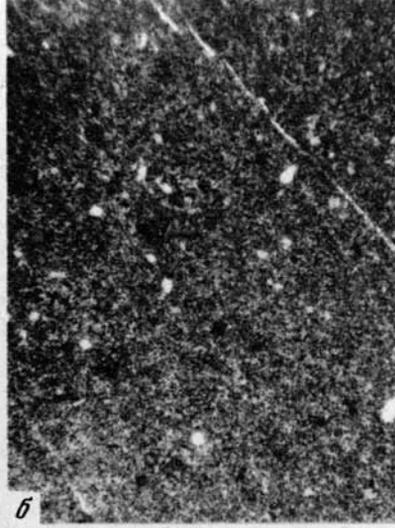
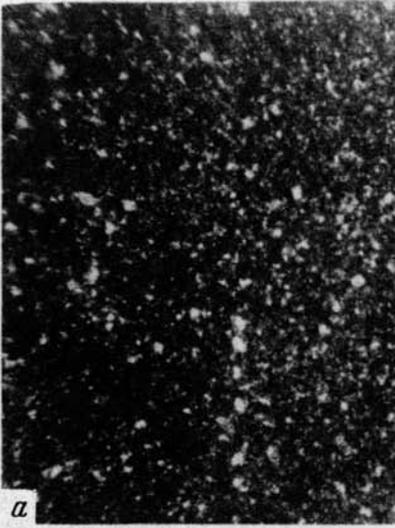
г

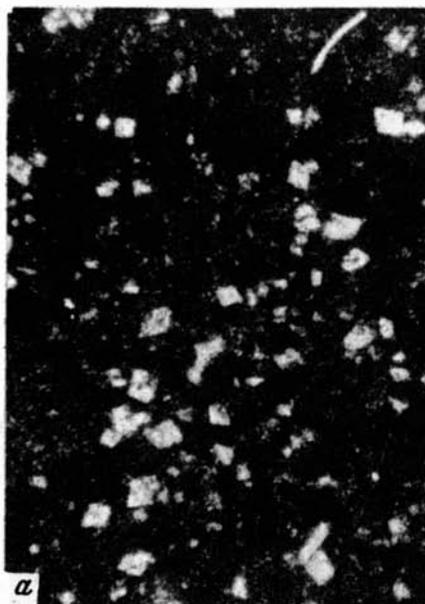


д

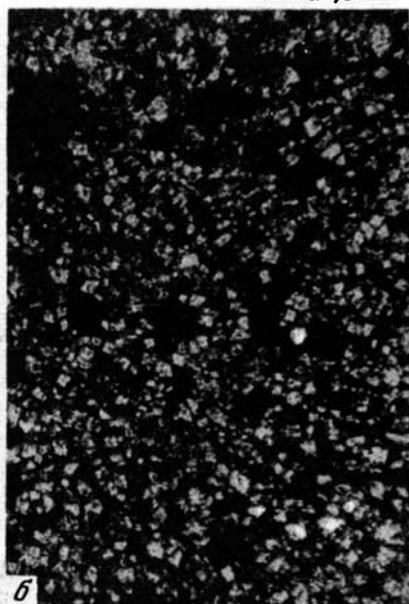


е

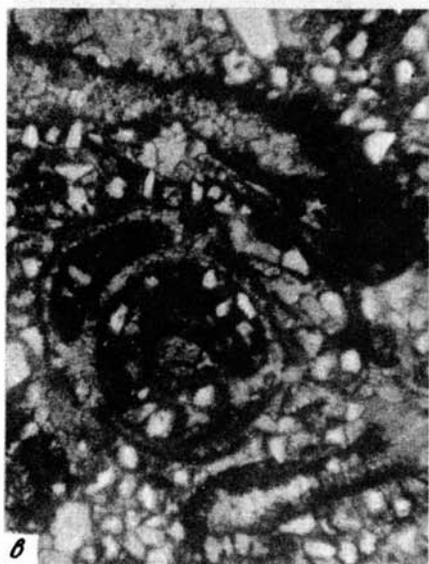




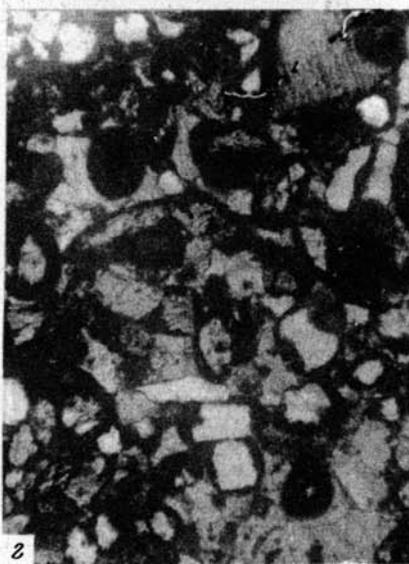
a



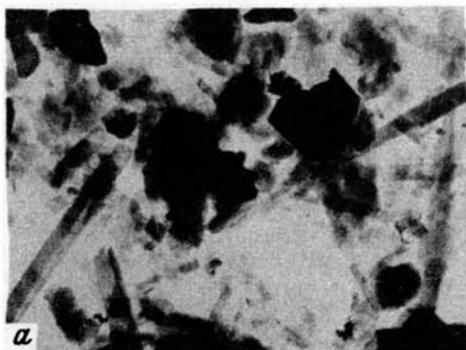
б



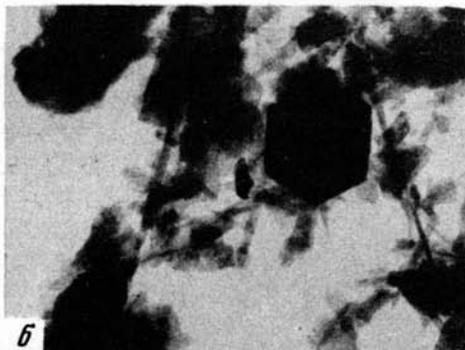
в



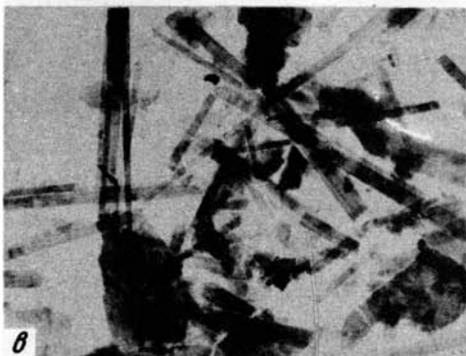
г



a



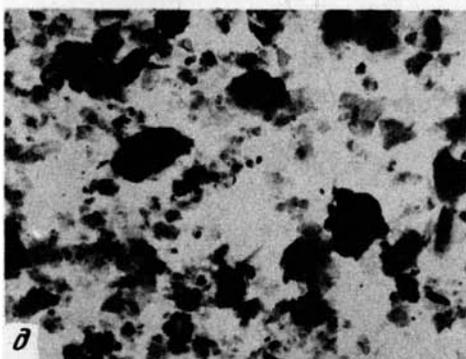
б



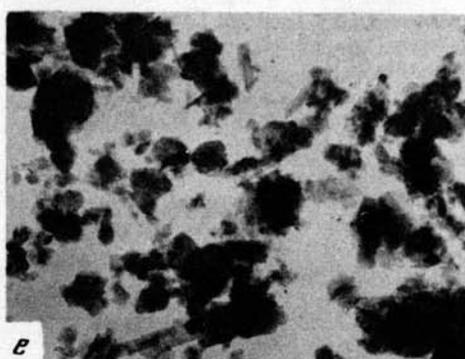
в



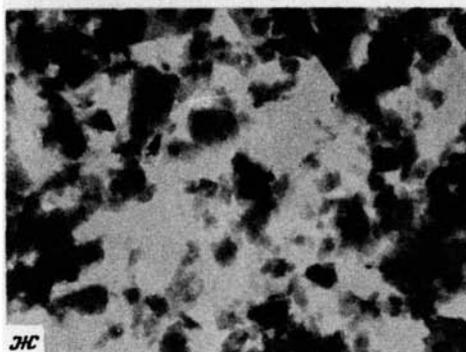
2



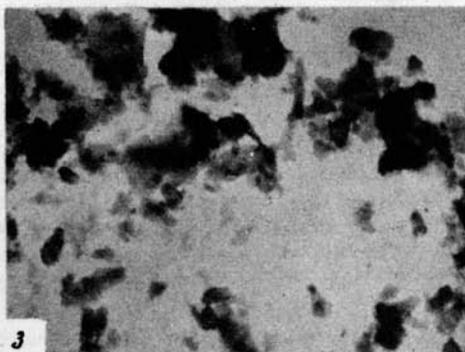
д



e



жс



3

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Часть первая	
ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ	
Глава I	
<u>Общая геологическая характеристика региона</u>	6
Докембрийские отложения	-
Палеозойские и мезозойские отложения	-
Глава II	
<u>Макрофации, фации и генетические типы юрских отложений</u>	13
Аллювиальные отложения (А)	-
Озерные и озерно-болотные отложения (О)	16
Морские отложения (М)	20
Строение разреза юрских отложений (циклы и мезоциклы)	26
Глава III	
<u>Минералого-петрографические особенности юрских отложений</u>	27
Минералого-петрографическая характеристика терригенных пород	-
Генезис терригенно-минеральных ассоциаций и их возможные материнские породы	31
Литолого-минералогическая характеристика пород карбонатной толщи	33
Глинистые минералы, их ассоциации и распространение	38
Часть вторая	
ГЕОХИМИЯ БОРА В ЮРСКОМ БАССЕЙНЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ	
Глава IV	
<u>Краткий обзор общей геохимии бора</u>	47
Физико-химические свойства бора	-
Распространенность бора в земной коре	48
Распределение бора в изверженных породах	-
Распределение бора в метаморфических породах	50
Бор в осадочных породах и формы его нахождения	51
Бор в почвах	53
Бор и органическое вещество	54
Глава V	
<u>Закономерности распределения бора в доюрских корах выветривания и юрских полифациальных отложениях</u>	55
Методика исследований	-
Физико-химические предпосылки использования бора как элемента-индикатора геохимических процессов	57
Распределение бора в некоторых типах материнских пород и в доюрских кс их выветривания	59
Распределение и формы нахождения бора в аллювиальных отложениях	64

Распределение и формы нахождения бора в озерных и озерно-болотных отложениях	74
Распределение и формы нахождения бора в морских отложениях	84
Бор в морских терригенных отложениях	86
Бор в морских карбонатных отложениях	91
Бор в морских сульфатных отложениях	95
Глава VI	
<u>Общие закономерности распределения бора в юрских отложениях Гиссарского хребта</u>	96
О виде распределения различных форм бора в глинистых породах	-
Распределение бора в глинистых минералах	99
Глава VII	
<u>Статистическая оценка индикаторных свойств различных форм бора</u>	108
Бор валовый	104
Бор силикатный и растворимый	112
Бор в ассоциациях глинистых минералов	118
Средние содержания бора в различных типах юрских пород Гиссарского хребта	122
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	125
ПРИЛОЖЕНИЯ (таблицы 1-8)	126
ЛИТЕРАТУРА	137
ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ И ТАБЛИЦЫ I-V	144

CONTENTS

INTRODUCTION	3
Part first	
GEOLOGO-MINERALOGICAL AND LITHOLOGO-FACIES PECULIARITIES OF JURASSIC DEPOSITS	
Chapter I	
<u>General geological characteristics of the region</u>	6
Precambrian deposits	-
Paleozoic and Mesozoic deposits	-
Chapter II	
<u>Macrofacies, facies, and genetic types of Jurassic deposits</u>	13
Alluvial deposits (A)	-
Lacustrine and lacustrine-boggy deposits (L)	16
Marine deposits (M)	20
Structure of the section of Jurassic deposits (cycles and mesocycles)	26
Chapter III	
<u>Mineralogo-petrographic peculiarities of Jurassic deposits</u>	27
Mineralogo-petrographic characteristics of terrigene rocks	-
Genesis of terrigene-mineral associations and their possible source rocks	31
Lithologo-mineralogical characteristics of rocks of the carbonate stratum	33
Clay minerals, their associations and distribution	38
Part second	
GEOCHEMISTRY OF BORON IN THE JURASSIC BASIN OF SEDIMENTATION	
Chapter IV	
<u>A brief review of general geochemistry of boron</u>	47
Physico-chemical properties of boron	-
Distribution of boron in the Earth's crust	48
Distribution of boron in igneous rocks	-
Distribution of boron in metamorphic rocks	50

Boron in sedimentary rocks and forms of its existence	51
Boron in soils	53
Boron and organic matter	54
Chapter V	
<u>Regularities of boron distribution in Pre-Jurassic weathering crusts and Jurassic polyfacial deposits</u>	55
Research methods	—
Physico-chemical preconditions of using boron as an element-indicator of geochemical processes	57
Distribution of boron in some types of source rocks and Pre-Jurassic weathering crusts	59
Distribution and forms of existence of boron in alluvial deposits	64
Distribution and forms of existence of boron in lacustrine and lacustrine-boggy deposits	76
Distribution and forms of existence of boron in marine deposits	84
Boron in marine terrigene deposits	86
Boron in marine carbonate deposits	91
Boron in marine sulphate deposits	95
Chapter VI	
<u>General regularities of distribution of boron in Jurassic deposits of the Gissar ridge</u>	96
On distribution of various forms of boron in clay rocks	—
Distribution of boron in clay minerals	99
Chapter VII	
<u>Statistical estimation of indicator properties of various boron forms</u>	103
The total boron content	104
The boron content in silicates and dissolved solids	112
Boron in clay mineral associations	118
Average contents of boron in various types of Jurassic rocks of the Gissar ridge	122
CONCLUSION	125
SUPPLEMENT (tables 1–8)	126
BIBLIOGRAPHY	137
EXPLICATION TO PLATES AND PLATES I–V	144

Юсуф Якубович Валиев

**ГЕОХИМИЯ БОРА В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ГИССАРСКОГО ХРЕБТА**

Утверждено к печати

Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор издательства Л.С. Тапельзон

Обложка художника Ю.А. Ноздрина. Художественный редактор А.Н. Жданов

Технические редакторы Е.К. Полукарова и Г.В. Лазарева

Подписано к печати 2/VI/1977 г. Т-09946. Усл.печ.л. 13,3+0,7 экз. Уч.изд.л. 14,7
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 800 экз. Тип.зак.163. Цена 1р. 50к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука". 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94^а
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 50 к.