

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 551.351 (262.5)

В.М. Сорокин, А.В. Старовойтов, Н.А. Девдариани

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АДЖАРСКОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ

Строение, состав и условия залегания новейших (четвертичных) отложений на шельфе Черного моря изучены крайне неравномерно и неполно. Вместе с тем эта зона, тесно связанная с тектоническими структурами прилегающей суши, является прекрасным объектом для установления влияния тектонического фактора на процессы осадконакопления. Ранее нами было проведено детальное изучение геологического строения верхней части осадочного чехла на западном шельфе у побережья Болгарии и на Гудаутской банке [3, 4, 6], где были получены интересные данные, проливающие свет на четвертичную историю шельфа.

Цель нашей работы — исследование особенностей строения, состава и залегания четвертичных отложений в юго-восточной части шельфа Черного моря между устьем р. Супса и г. Кобулет. Этот район бассейна, подверженный активным тектоническим воздействиям, — интересный объект для изучения взаимодействия тектонических и физико-географических факторов в процессе осадконакопления и решения ряда седиментологических и палеогеографических задач.

В основу работы легли результаты интерпретации профилей непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) с высоким разрешением, данные мелкого прибрежного бурения и отбора проб осадков грунтовыми трубками на шельфе и верхней части континентального склона. Фактический материал представлен на рис. 1. Высокоразрешающее НСП и пробоотбор выполнены сотрудниками геологического факультета МГУ, бурение — грузинскими специалистами.

Изученный нами район представляет собой клиновидный выступ шельфа максимальной шириной около 10 км, ограниченный с севера и юга каньонными системами, приближенными к береговой линии. По геологическому положению этот участок шельфа лежит на продолжении Гурийского синклинория [1, 2]. Эта структура — переходная зона между Рионской впадиной и Аджаро-Триалетской складчатой системой и совпадает с одноименной морфологической депрессией. Синклинорий выполнен мощной толщей дислоцированных кайнозойских отложений. В его пределах выделяется ряд субширотных линейных антиклинальных и синклинальных складок. Большинство антиклиналей опрокинута на север. Ряд антиклинальных складок (Супсинская, Зено-Натанебская) продолжается в море,

что установлено по результатам морских геофизических исследований [7]. В толще отложений выделены структурные этажи, отражающие несколько фаз складчатости и циклов седиментации. Последняя крупная фаза, завершившая плиоценовый и чаудинский цикл осадконакопления, имела место в позднечаудинское время. Более молодые четвертичные отложения, представленные на суше преимущественно континентальными, реже прибрежно-морскими образованиями, несогласно и практически горизонтально лежат на дислоцированных плиоцено-нижнечетвертичных слоях. Предполагается, что в верхней части континентального склона подошва четвертичных отложений выходит на дно на глубинах около 400 м. В то же время в одной из скважин, пробуренных около моря в районе г. Кобулет, на абсолютной глубине около -80 м под толщей континентально-морских четвертичных отложений вскрыты плотные глины чаудинского возраста. По данным Д.В. Церетели и И.С. Мамацашвили [8], в скважине, пробуренной около р. Супса в 7 км от берега моря, кровля чаудинских образований вскрыта на отметках чуть более -200 м.

Результаты исследований. По данным детального сейсмопрофилирования в верхней части осадочного чехла на изученной площади выделяются два сейсмических седиментационных комплекса (ССК), разделенных угловым несогласием (рис. 2).

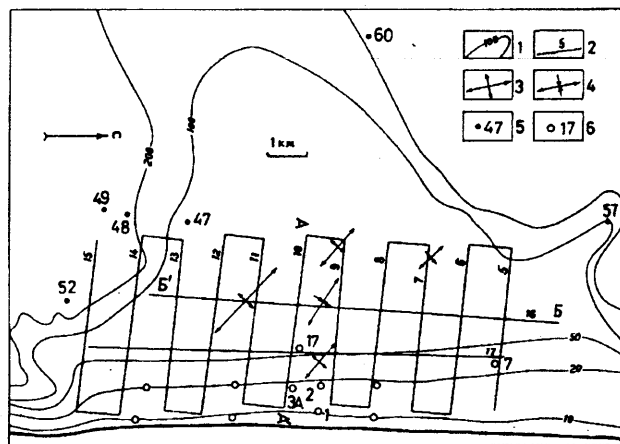


Рис. 1. Карта фактического материала: 1 — изобаты, м; 2 — линии профилей НСП; 3 — антиклинальные складки; 4 — синклинальные складки; 5 — геологические станции; 6 — скважины; А—А' и Б—Б' — линии разрезов

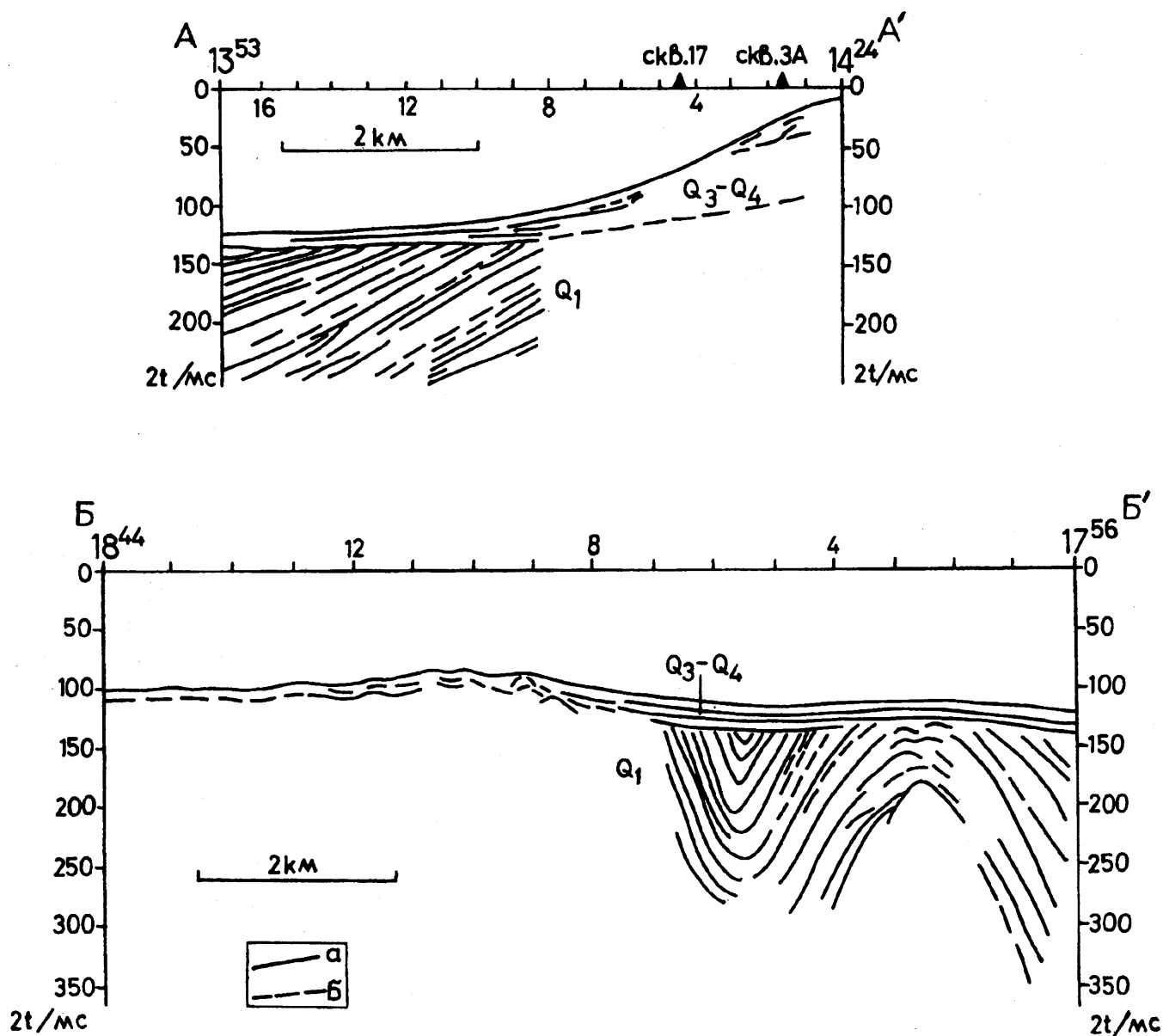


Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы по линиям А—А' и Б—Б' (см. рис. 1): а — интенсивные отражающие горизонты; б — слабо интенсивные отражающие горизонты; Q₁ — нижнеплейстоценовые слои; Q₃—Q₄ — голоцен-верхнеплейстоценовые слои

Нижний ССК, представленный отложениями чаще всего с хорошо выраженной слоистостью, смят в пологие складки северо-западного простирания. Углы наклона слоев на крыльях складок не более 1–2°. Складки отчетливо выделяются в центральной части полигона (рис. 2, профили 7, 9, 11). Видимая мощность этого комплекса составляет 100–200 м (при $V = 2,0$ км/с). На западных (морских) окончаниях профилей 5, 6, 7 у внешнего края шельфа строение нижнего ССК значительно усложняется. Конфигурация отражающих горизонтов, их интенсивность и мощность отдельных слоев меняются на небольших расстояниях. На некоторых участках в этой толще отмечаются несогласия. Подобный тип записи, который можно отнести к бугристой сейс-

мофации, характерен для отложений, формирующихся в условиях латерального наращивания. Видимо, во время образования этой толщи происходило заполнение речной долины, верховье которой было расположено значительно ближе к линии берега. Сходный тип записи обнаружен на окончаниях профилей 14 и 15, но более сложная волновая картина (местами хаотичная), по-видимому, обусловлена здесь также деформацией отложений вследствие оползневых процессов.

На рассмотренных отложениях с резким угловым несогласием, выделяющимся практически на всех профилях, залегает верхний горизонтально слоистый ССК. Его мощность колеблется в пределах нескольких десятков метров, причем ее максималь-

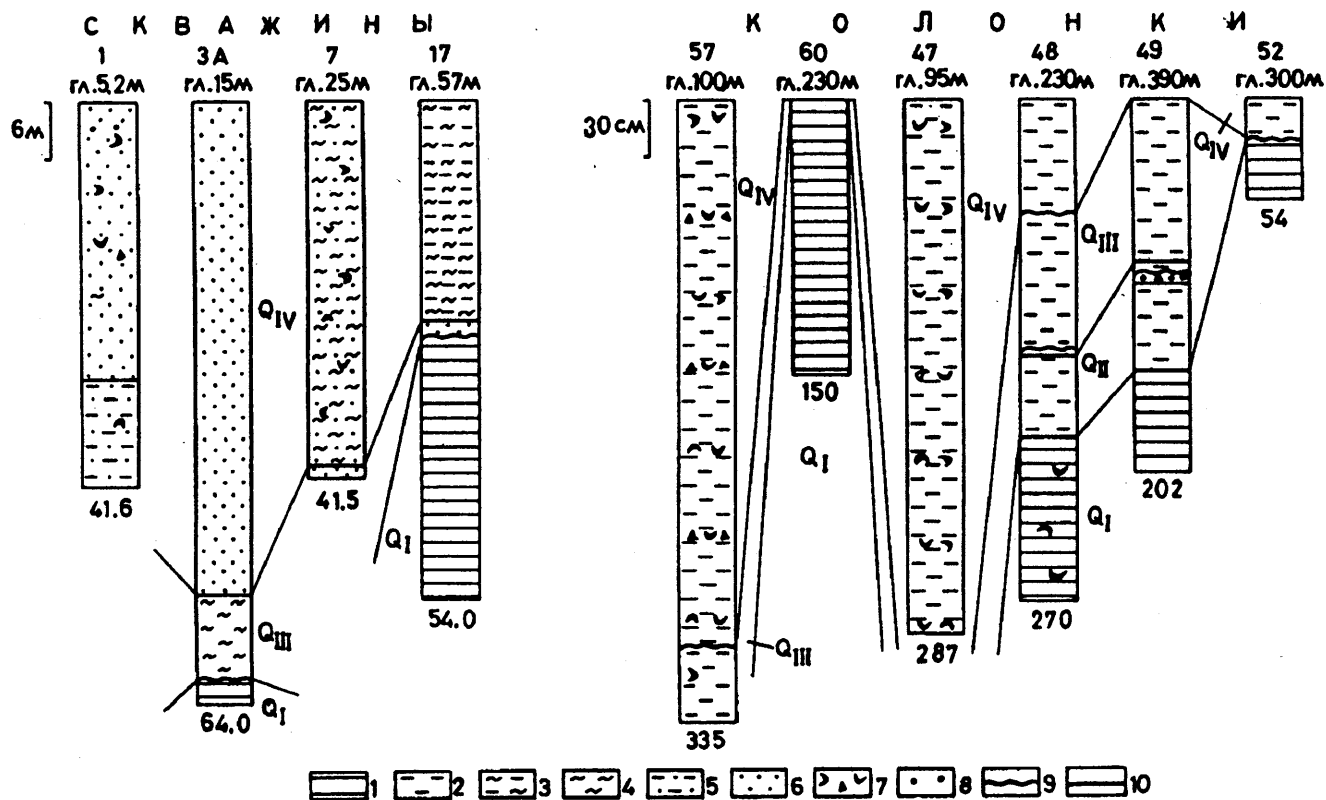


Рис. 3. Разрезы четвертичных отложений, их положение см. на рис. 1: 1 — глина; 2 — глинистый ил; 3 — алевритово-глинистый ил; 4 — алеврит; 5 — песчано-глинистый ил; 6 — песок; 7 — раковины и раковинный детрит; 8 — галька и гравий; 9 — контакты слоев с размывом; 10 — согласные контакты слоев

ные значения отмечены в прибрежной области. При пересчете из временного в глубинный масштаб использовалась скорость $V=1,7$ км/с. На некоторых участках в прибрежных частях профилей (до глубин моря 30—40 м) в верхнем ССК выделены газонасыщенные слои, “экранирующие” нижележащие отложения. Они выделены нами ранее на Гудаутской банке и на шельфе Болгарии. Формирование региональной поверхности несогласия, разделяющей нижний и верхний ССК, сопровождалось образованием речных врезов, наиболее глубокий из которых (до 30—50 м) обнаружен на профиле 6.

Разрезы морских скважин и грунтовые колонки дают представление о составе и строении вскрываемых ими отложений на шельфе и в верхней части континентального склона (рис. 3). На береговом склоне на глубинах моря 4—7 м (скважины 1, 3, 5, 24) залегают голоценовые осадки со вскрытой мощностью до 41 м. Они представлены различными по крупности песками с остатками раковин пелеципод и содержат примесь гравийно-галечного материала как рассеянную, так и обогащающую отдельные прослой.

На глубинах 10—20 м (скважины 2, 4, 6, 3А, 25) осадки становятся более тонкими. Это преимущественно мелкозернистые пески с примесью глинисто-алевритовых частиц и с голоценовыми двустворками. Максимальная мощность этих осадков

составляет 53 м севернее устья р. Натанеби. В скважине 3А под голоценовыми песками лежит пачка алевритовых илов новоэвксинского возраста мощностью около 9 м, которая сменяется по эрозионной границе чаудинскими глинами (возрастные определения В.В. Янко).

На глубине моря 25 м (скважина 7) голоценовая часть разреза сложена алевритовыми илами с примесью песка. Их мощность уменьшается до 35,5 м и они подстилаются новоэвксинскими песками. Дальше от берега в скважине 17 (глубина моря 57 м) мощность голоценовых отложений сокращается до 23,4 м, а сами они представлены глинисто-алевритовыми илами с соответствующей морской фауной. Ниже расположены новоэвксинские пески, под которыми лежат плотные чаудинские глины со вскрытой мощностью около 30 м (определения В.В. Янко).

У внешнего края шельфа (станции 47 и 57) в толще голоценовых отложений выделяются новочерноморские и древнечерноморские слои. Они представлены преимущественно глинистыми илами с прослоями раковин руководящих моллюсков. Суммарная мощность этих отложений на глубинах около 100 м не превышает 3 м.

В верхней части континентального склона строение разрезов осадков изменяется. В интервале глубин 230—390 м под поверхностью дна залегают

новочерноморские или новоэвксинские глинистые илы с мощностью менее 1,5 м. В колонках станций 48 и 49 новоэвксинские илы подстилаются мало-мощными (менее 10 см) карангатскими глинами с характерной флорой кокколитофорид, здесь же под ними, а на станции 60 под пленкой современных осадков, лежат плотные илы, которые мы относим к нижнеэвксинскому горизонту. Ниже илы сменяются плотными глинами с солоноватоводной фауной, конкрециями пирита и линзами слабо сцементированного песчаника. Они схожи с описанными в разрезе скважины 17 глинами и по комплексу признаков, по нашему мнению, являются чаудинскими.

Результаты наших исследований позволяют прежде всего определить возраст выделенных ССК. Так, скважины 3А и 17 вскрыли чаудинские отложения на отметках -62 м и -25 м соответственно под дном моря. На профилях 10 и 16 близко к этим отметкам лежит поверхность несогласия, разделяющая нижний и верхний ССК. Следовательно, чаудинские глины действительно участвуют в сложении дислоцированного осадочного комплекса. Судя по абсолютным отметкам (-80 м в районе Кобулет, -77 м в скважине 3А, -82 м в скважине 17, более -200 м на станциях 48, 49, 60) кровля чаудинского горизонта до глубин моря 60 м лежит горизонтально, а затем наклоняется в сторону впадины, при этом она поднимается к поверхности дна и практически обнажается на глубинах 150(?)—200 м. Можно предположить, что мощность чаудинских отложений, судя по их выходу на дне в верхней части континентального склона в интервале глубин от 150(?) до более 400 м (см. выше), составляет более 200 м.

Верхний ССК на большей части исследованного региона сложен отложениями верхнего плейстоцена и голоцена. При этом подавляющая часть разреза представлена голоценовыми осадками, мощность которых убывает от 54 м (глубина моря 15 м) до менее 3 м (глубина моря около 100 м), новоэвксинские же осадки имеют на шельфе мощность не более 10 м.

Достоверные данные об отложениях среднего плейстоцена в составе верхнего ССК на шельфе не обнаружены, можно лишь предполагать их возможное присутствие в его нижней части на внешнем шельфе, так как маломощные карангатские и древнеэвксинские слои вскрыты в колонках с континентального склона. Кроме того, не исключено, что среднеплейстоценовые осадки заполняют речные долины, обнаруженные на некоторых профилях НСП.

Таким образом, угловое несогласие, установленное на сейсмоакустических профилях, является и крупным (по меркам четвертичного времени) стра-

тиграфическим несогласием, так как из разреза выпадают почти все средне- и верхнеплейстоценовые отложения шельфа от берега до глубин моря 60—70 м, чему могут быть два объяснения. Согласно первому, после последней фазы складчатости поверхность аджарского шельфа была выведена из-под уровня моря и долгое время оставалась сушей. В предновоэвксинское время произошло ее опускание и в результате послеледниковой трансгрессии на шельфе отложились новоэвксинские и более молодые осадки.

Согласно второму объяснению, после складчатости и во время последовавшей в конце чаудинского времени регрессии была выработана эрозионная поверхность шельфа. На ней в средне- и позднеплейстоценовые трансгрессивно-регрессивные эпохи, связанные с ледниковыми периодами, происходили накопление и размыв морских осадков. В глубокую позднеплейстоценовую регрессию Черного моря, связанную с последним (осташковским или поздневюрмским) оледенением и достигшую отметок около -100 м, все или почти все послечаудинские отложения на шельфе были окончательно смыты. К настоящему моменту на большей площади шельфа лежат только образования последней трансгрессивной фазы бассейна и, возможно, фрагменты образований более древнего возраста, преимущественно во внешней его зоне. В пользу подобного развития событий свидетельствуют материалы по другим участкам шельфа Черного моря [4, 5].

Выводы. 1. На Аджарском шельфе Черного моря в составе новейших отложений установлены два структурных этажа. Первый этаж сложен в верхней части образованиями чаудинского возраста мощностью более 200 м. Они смяты в пологие складки и слабо наклонены в сторону глубоководной впадины. Второй структурный этаж сформирован горизонтально лежащими осадками позднеплейстоценового и голоценового возраста и с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает эрозионную поверхность нижнего этажа. Мощность самых молодых отложений уменьшается от нескольких десятков метров в прибрежной полосе до менее 3—4 м на внешнем шельфе и верхней части континентального склона.

2. Отсутствие или слабое развитие среднеплейстоценовых и позднеплейстоценовых отложений на шельфе связано с их размывом в регрессивные фазы истории Черного моря, происходившие в ледниковые эпохи, особенно во время наиболее глубокого понижения уровня в осташковское (последнее) оледенение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахания Е.К. Геологическое строение Колхидской низменности (в связи с нефтегазоносностью) / Тр. ВНИГНИ. Вып. 151. Тбилиси, 1973.

2. Геология СССР. Т. 10, ч. 1. М., 1964.

3. Девдариани Н.А., Сорокин В.М., Старовойтов А.В. Сравнительный анализ геологического строения западного

и восточного шельфов Черного моря. Геология морей и океанов / Тез. докл. 9 Всесоюзной школы морской геологии. Т. 4. М., 1990. С. 41.

4. Дедариани Н.А., Сорокин В.М., Старовойтов А.В. и др. Строение верхней части осадочного чехла Гудаутской банки (Черное море) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1992. № 6. С. 74—80.

5. Соловьева Н.А., Сорокин В.М. Генетическая типизация позднечетвертичных осадков восточной окраины Черного моря // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. № 2. С. 45—54.

6. Сорокин В.М., Кульницкий Л.М., Гайманов В.Г. и др. Строение верхней части осадочного чехла на западном шельфе Черного моря / Тез. докладов V Всесоюз. семина-

ра “Формации осадочных бассейнов”. М., 1985. Т. I. С. 466.

7. Тугалесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М., 1985.

8. Церетели Д.В., Мамацашвили И.С. Новые данные о средне- и верхнеплейстоценовых отложениях Черноморского побережья Колхидской низменности (по материалам Супсинской, Патари-Потийской и Кетиларской буровых скважин) // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1975. № 43. С. 26—38.

Поступила в редакцию
01.04.97

УДК 552.42

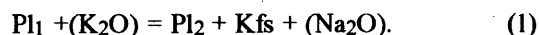
О.В.Парфенова, Е.В.Гусева

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПОДВИЖНОСТИ КАЛИЯ В ПРОЦЕССЕ ЧАРНОКИТИЗАЦИИ ОСНОВНЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ

Исследование процесса превращения дву- и трохсен-плагиоклазовых кристаллических сланцев в магматические чарнокиты на примере пород Восточной Антарктиды позволило выделить основные ступени этого преобразования, представленные следующим рядом пород: кристаллосланцы — эндербиты — антипертитовые чарнокиты — двуполевошпатовые тневые чарнокиты — магматические чарнокиты. Было показано, что минеральный парагенезис исходных кристаллосланцев наследуется образующимися породами эндербит-чарнокитового ряда, изменяется лишь химический состав минералов и возрастает количество кварца и калиевого полевого шпата. Это позволило рассчитать изменение мольной доли калия во флюиде ($X_{K_2O}^n$), используя экспериментальные данные по распределению щелочей между хлоридным водным раствором и калиевым полевым шпатом [8]. Установлено, что самое высокое значение $X_{K_2O}^n$ соответствует чарнокитизированным кристаллосланцам и магматическим чарнокитам, на промежуточных этапах $X_{K_2O}^n$ снижается.

Детальные электронно-микроскопические исследования¹ позволили выявить самые начальные стадии зарождения калиевого полевого шпата в чарнокитизированных кристаллосланцах. Участки калишпатизации обычно приурочены к микротрещи-

нам в плагиоклазах. Появление калиевого полевого шпата сопровождается образованием вокруг него новообразованного плагиоклаза Ap_{78-801} , в то время как плагиоклаз-хозяин имеет состав Ap_{45-48} (рис. 1 и 2), что обусловлено протеканием реакции² [4, 6, 7]:



В процессе чарнокитизации наблюдается увеличение основности плагиоклаза от Ap_{27-30} на промежуточных ступенях чарнокитизации до Ap_{43-45} в магматических чарнокитах.

Исследование эволюции составов темноцветных минералов в процессе чарнокитизации кристаллосланцев показало тенденцию к снижению глиноземистости орто- и клинопироксенов, амфиболов, биотита, установленную ранее для ряда других комплексов [6], что связано с вхождением алюминия в образующийся калиевый полевой шпат.

Глиноземистость ортопироксенов, рассчитанная как мольный процент ортокорунда ($OK - AlAlO_3$) в ортопироксене [$100 Al / (Al + 2 Mg + 2 Fe)$], на контакте с калиевым полевым шпатом составляет 4,7%, в центральной части зерна она равна 5,9%, что соответствует реакции [6, 7]:

¹ Все анализы выполнены на растровом электронном микроскопе Camscan-4DV с помощью энергодисперсионного анализатора фирмы Link, модель Ap_{10000} .

² Условные обозначения, используемые в статье: OK — “ортокорунд” ($AlAlO_3$), Qtz — кварц, Kfs — калиевый полевой шпат, Орх — ортопироксен, Bt — биотит, Ab — альбит, Pl — плагиоклаз, An — анортит, Phl — флогопит, Sid — сидерофиллит, Ann — аннит, East — истонит, $X_{K_2O}^n$ — химический потенциал K_2O во флюиде.