ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, 2024, № 1, с. 56–81

УДК 550.93:551.761:550.93:552.51:551.3(477.75)+621.384.83

МЕЛ-ЭОЦЕНОВЫЙ ФЛИШ СОЧИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ): ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U–Th–Pb-ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

© 2024 г. Н. Б. Кузнецов[a, *], Т. В. Романюк[b], А. В. Шацилло[b], И. В. Латышева[a], И. В. Федюкин[b], А. В. Страшко[a], А. С. Новикова[a], Е. А. Щербинина[a], А. В. Драздова[a], Е. И. Махиня[a], А. В. Маринин[b], А. С. Дубенский[a, c], К. Г. Ерофеева[a, d], В. С. Шешуков[a]

[a] *Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017, Россия*

[b] *Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242, Россия*

[c] *Химический факультет Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, стр. 3, Москва, 119991, Россия*

[d] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия*

**e-mail: kouznikbor@mail.ru*

Поступила в редакцию 12.07.2023 г.
После доработки 17.08.2023 г.
Принята к публикации 04.09.2023 г.

Представлены первые результаты U–Th–Pb-изотопного датирования зерен ($N = 130$, $n = 91$) детритового циркона (**dZr**) из песчаников среднедатского (63.9–65.3 млн лет) интервала разреза мел-эоценового новороссийско-анапского флиша, широко развитого в Сочинском синклинории (южный склон Западного Кавказа). Максимальный возраст **dZr** 2973 ± 12 млн лет, минимальный – 318 ± 3 млн лет; средневзвешенный возраст 4 самых молодых dZr ~ 322 ± 7 млн лет. Признаков поступления в осадочный бассейн, в котором сформирован новороссийско-анапский флиш, продуктов разрушения юрских магматитов, участвующих в строении Большого Кавказа и Горного Крыма, не зафиксировано. Установлена высокая степень сходства провенанссигналов датских песчаников новороссийско-анапского флиша, некоторых палеоген-неогеновых и раннечетвертичных (ранний плейстоцен) песчаников Западного Кавказа и Западного Предкавказья, красноцветных верхнепермских и нижнетриасовых песчаников Московской синеклизы, а также позднечетвертичного аллювия нижних течений Дона и Волги, дренирующих обширные пространства Русской плиты. На этом основании сделан вывод о том, что в среднедатское время не существовало эродируемых горных сооружений Большого Кавказа и Крыма, а основной объем обломочного материала, слагающего новороссийско-анапский флиш, был сформирован за счет рециклинга пермо-триасовых и более молодых толщ Русской плиты.

Ключевые слова: Сочинский синклинорий, палеоцен, песчаники, циркон, U–Pb-датирование, источники сноса, палеогеография

DOI: 10.31857/S0024497X24010048

Несмотря на длительную историю геолого-геофизического изучения Черноморско-Балкан ско-Анатолийско-Кавказского (**ЧеБАК**) региона (рис. 1) и обилия накопленных материалов, до сих пор есть существенные пробелы в понимании деталей геодинамики становления орогена Большого Кавказа и сопутствующей этому смены палеогеографических обстановок в прилегающих регионах. На многочисленных палеогеографических и палеотектонических реконструкциях [Wilhelm, 2014a, b; Okay, Nikishin, 2015; Nikishin et al., 2015a, 2015b, 2015c] показано, что современное Предкавказье, северные части Причерноморья и Каспийского региона в конце мезозоя были шельфовыми областями северной периферии океана Тетис, разделявшего Аркт-Лавразийские и Гондванские континентальные массы.



Рис. 1. Тектоническая зональность Черноморско-Балканско-Анатолийского мегарегиона. Основа рисунка с упрощениями (по [Okay et al., 2001]) и добавлениями (по [Okay et al., 2013]).
Красная звездочка и маркировка Z0 – место отбора пробы K21–012 из новороссийско-анапского флиша. Маркировки Z1–Z8 красным цветом показывают положение регионов или мест отбора проб. Результаты U–Pb-датирования зерен детритового циркона из них обсуждаются в тексте и приведены далее на рис. 8 и 9.

В результате закрытия океана Тетис и схождения континентальных масс северная часть ЧеБАК региона в кайнозое стала частью обширного эпиконтинентального бассейна, который получил название Пери-Тетис и представлял собой сложную систему суб-бассейнов, соединенных узкими проливами. Перекрытия проливов, соединявших суб-бассейны, приводили к эпизодическим прекращениям связи суб-бассейнов со Средиземноморским сектором Мирового океана, резким изменениям гидрологического режима, катастрофическим падениям уровня моря и смене морских фаунистических сообществ пресноводными и т.п. Резкое ослабление водообмена с океаном в олигоцене привело к образованию полузамкнутого Пара-Тетического бассейна [Попов и др., 2009, 2010; Popov et al., 2004; Palcu et al., 2021].

Мы называем Крымско-Кавказским осадочным бассейном части Пери-Тетиса и Пара-Тетиса, расположенные на месте современных Крыма и Кавказа. Некоторые толщи, сформированные в этом бассейне, в настоящее время экспонированы в Горном Крыму, на обоих склонах Большого Кавказа и в южной (приближенной к Большому Кавказу) части Предкавказья. Кроме того, эти толщи вскрыты многочисленными скважинами в Предкавказском прогибе и охарактеризованы сейсмостратиграфическими материалами [Попов и др., 2010; Popov et al., 2004]. На основе анализа накопленной геолого-геофизической информации созданы получившие широкую известность палеотектонические и палеогеографические реконструкции [Афанасенков и др., 2007; Большой Кавказ..., 2007; Никишин и др., 2010; Vincent et al., 2007, 2013 и ссылки там]. На этих реконструкциях показано, что в той части Крымско-Кавказского бассейна, где сейчас расположен Большой Кавказ, в позднем мезозое и начале кайнозоя был глубоководный трог. Затем, не ранее олигоцена, начались деформации вещественного выполнения этого трога, за которыми последовало воздымание Большого Кавказа. При этом по обе стороны от западного сегмента поднятия Большого Кавказа были сформированы

олигоцен-четвертичные предгорные прогибы – Туапсинский и Западно-Кубанский.

Ввиду того, что Западное Предкавказье, в частности Западно-Кубанский прогиб, – это нефтеносный район, его вещественное выполнение к настоящему времени уже хорошо изучено сейсморазведочными методами и бурением. Специфические детали сейсмостратиграфических разрезов, характеризующие вещественное выполнение Западно-Кубанского прогиба, однозначно указывают на то, что в течение позднего мезозоя и почти всего кайнозоя (до раннего плейстоцена включительно) заполнение бассейна проходило преимущественно за счет бокового наращивания разреза в южном направлении [Попов и др., 2010; Патина, Попов, 2023]. При таком характере заполнения бассейна нет сомнений в том, что основной седиментационный поток в Западно-Кубанский прогиб (бассейн), во всяком случае, в его северную часть, был со стороны расположенных севернее структур с платформенным стилем строения – молодой (эпигерцинской) Скифской платформы и древней Восточно-Европейской платформы (**ВЕП**). Относительно небольшие мощности верхнеплиоцен-четвертичных слоев в Западно-Кубанском прогибе не позволяют выявлять клиноформы, эрозионные границы разных порядков, палеоврезы и другие элементы структуры, по которым можно определить направление седиментационных потоков.

Прикавказская часть Туапсинского прогиба сильно деформирована [Альмендингер и др., 2011; Баскакова и др., 2022]. Это обстоятельство не позволяет распознавать на сейсмостратиграфических разрезах специфические детали, по которым можно было бы делать оценки направлений седиментационных потоков и прогнозировать положение источников сноса обломочного материала.

Таким образом, несмотря на то, что концепция палеотектонической и палеогеографической эволюции Крымско-Кавказского осадочного бассейна, которая изложена в работах [Афанасенков и др., 2007; Большой Кавказ..., 2007; Никишин и др., 2010; Vincent et al., 2007, 2013 и ссылки там], получила широкое развитие и признание, а мезозойские и кайнозойские осадочные толщи Большого Кавказа, Предкавказья и прилегающих частей ЧеБАК региона хорошо изучены традиционными геолого-геофизическими методами, многие вопросы кайнозойской палеотектоники и палеогеографии региона до сих пор не решены. В том числе следующие.

1. Действительно ли до середины эоцена те части Крымско-Кавказского осадочного бассейна, в пределах которых сейчас расположены Туапсинский и Западно-Кубанский прогибы, были областью аккомодации обломочного материала с одинаковыми источниками сноса или уже до воздымания западного сегмента Большого Кавказа они были разделены небольшими поднятиями, расположенными на месте будущего Кавказа. То есть были ли частью единого Крымско-Кавказского осадочного бассейна области, в пределах которых сейчас расположены Туапсинский и Западно-Кубанский прогибы, или эти прогибы представляли собой суб-бассейны с различными источниками сноса, либо это были предгорные прогибы, заполненные продуктами эрозии комплексов и структур Западного Кавказа?

2. Различна ли, а если различна, то в чем именно, позднемезозойская и кайнозойская палеогеографическая эволюция западного сегмента Большого Кавказа и соседних с востока и запада областей – соответственно центрального сегмента Большого Кавказа и Горного Крыма?

3. Было ли формирование Крымско-Кавказского осадочного бассейна монотонным либо в его истории были определенные временные рубежи, на которых происходило критическое изменение седиментационных обстановок, направлений седиментационных потоков, источников сноса и т.п.?

Для определения источников сноса и решения многих других региональных палеогеографических задач в последнее десятилетие геологи стали широко применять метод массового U–Th–Pb-изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из осадочных пород. По результатам таких исследований стало возможно получать информацию о возрасте кристаллических комплексов – первичных источников dZr. Это дает возможность: 1) определять питающие провинции; 2) реконструировать направления седиментационных потоков, заполняющих бассейны, в которых сформированы изученные обломочные породы, и др. Сопоставление получаемых наборов возрастов dZr из обломочных пород разных толщ позволяет фиксировать изменение источников сноса и служит дополнительной объективной информацией для палеотектонических и палеогеографических

реконструкций и решения перечисленных задач региональной геологии и палеогеографии.

К настоящему времени стратифицированные образования различного возраста Большого Кавказа и Предкавказья уже частично охарактеризованы результатами U–Th–Pb-датирования dZr [Митюков и др., 2011; Allen et al., 2006; Vincent et al., 2013; Cowgill et al., 2016; Vasey et al., 2020; Tye et al., 2021; Költringer et al., 2022]. Однако только две из этих работ [Митюков и др., 2011; Vincent et al., 2013] характеризуют обломочные породы из допозднечетвертичных стратифицированных образований западного сегмента Большого Кавказа и западных районов Предкавказья. При этом бóльшую часть результатов, приведенных в этих работах, сейчас можно классифицировать лишь как предварительные (см. далее раздел “Обсуждение результатов”).

В данной статье мы представляем новые результаты U–Th–Pb-датирования dZr по песчаникам среднедатской части разреза новороссийско-анапского флиша, обнаженного в береговых обрывах Черного моря на участке “Скала Киселева” в центральной части Сочинского синклинория (южный склон Западного Кавказа). Проведен сравнительный анализ и сопоставление этих результатов с имеющимися аналогичными данными U–Th–Pb-датирования зерен dZr из разновозрастных песчаников западного сегмента Большого Кавказа, Горного Крыма и Московской синеклизы ВЕП.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННОГО УЧАСТКА “СКАЛА КИСЕЛЕВА”

В пределах западного сегмента Большого Кавказа на его южном склоне выделяют Сочинский синклинорий, представляющий собой реликт келловей-миоценового глубоководного трога, в пределах которого был сформирован комплекс карбонатных, терригенных, терригенно-карбонатных и глинистых пород [Афанасенков и др., 2007]. Сеноман-эоценовая часть этого комплекса зачастую имеет флишевый характер внутреннего строения [Геология..., 1968, с. 322]. Мы называем этот крупный элемент разреза северной и центральной части Сочинского синклинория новороссийско-анапским флишем.

В поперечном сечении северной и центральной части Сочинского синклинория выделяют несколько антиклинальных и синклинальных структур, и в том числе Анапско-Агойскую синклинальную зону, тянущуюся вдоль побережья Черного моря. В ее пределах западнее меридиана г. Туапсе в ядрах синклинальных складок залегают наиболее верхние элементы (вплоть до эоцена, а возможно, и низов олигоцена) сводного разреза

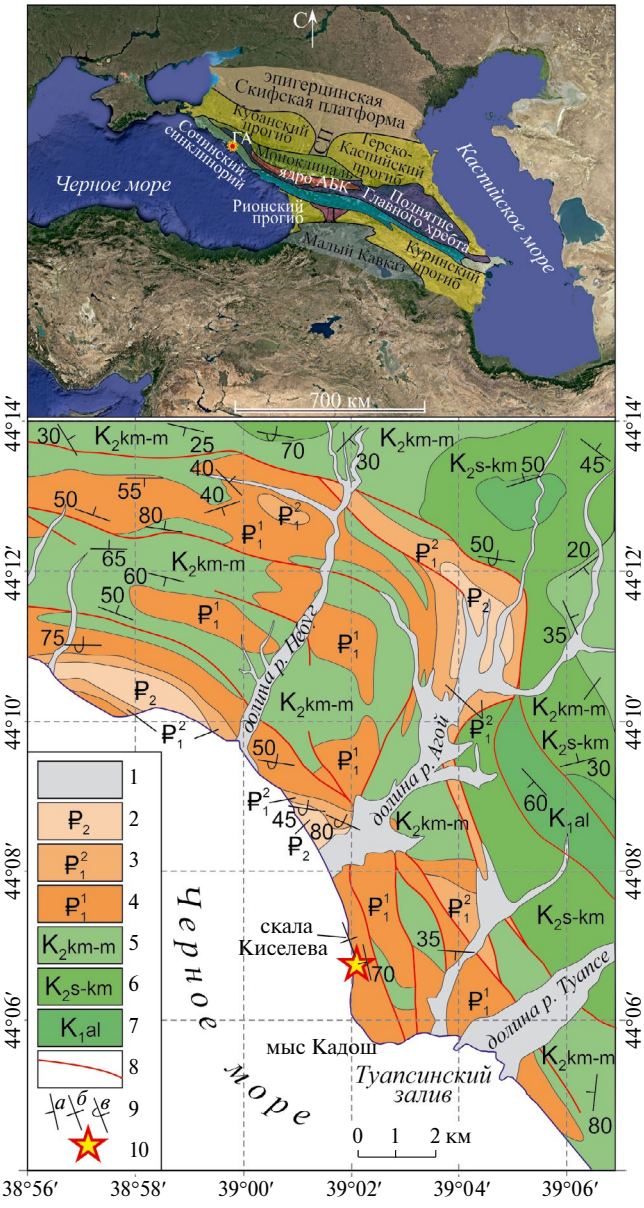


Рис. 2. Тектоническая зональность Кавказа (вверху) и схема геологического строения Небуг-Туапсинского района (внизу) составлена по материалам из работ [Корсаков и др., 2002, 2021; Маринин и др., 2017] с упрощениями и дополнениями по результатам собственных полевых исследований авторов

1–7 – поля распространения толщ: антропогена – аллювиальные отложения (1), эоцена (2), верхнего палеоцена (3), нижнего палеоцена–дания (4), кампана–маастрихта (5), сеномана–сантона (6), альба (7); 8 – разрывные нарушения; 9 – элементы залегания слоистости: наклонное (*а*), вертикальное (*б*), опрокинутое (*в*); 10 – место отбора пробы К21-012 из новороссийско-анапского флиша.

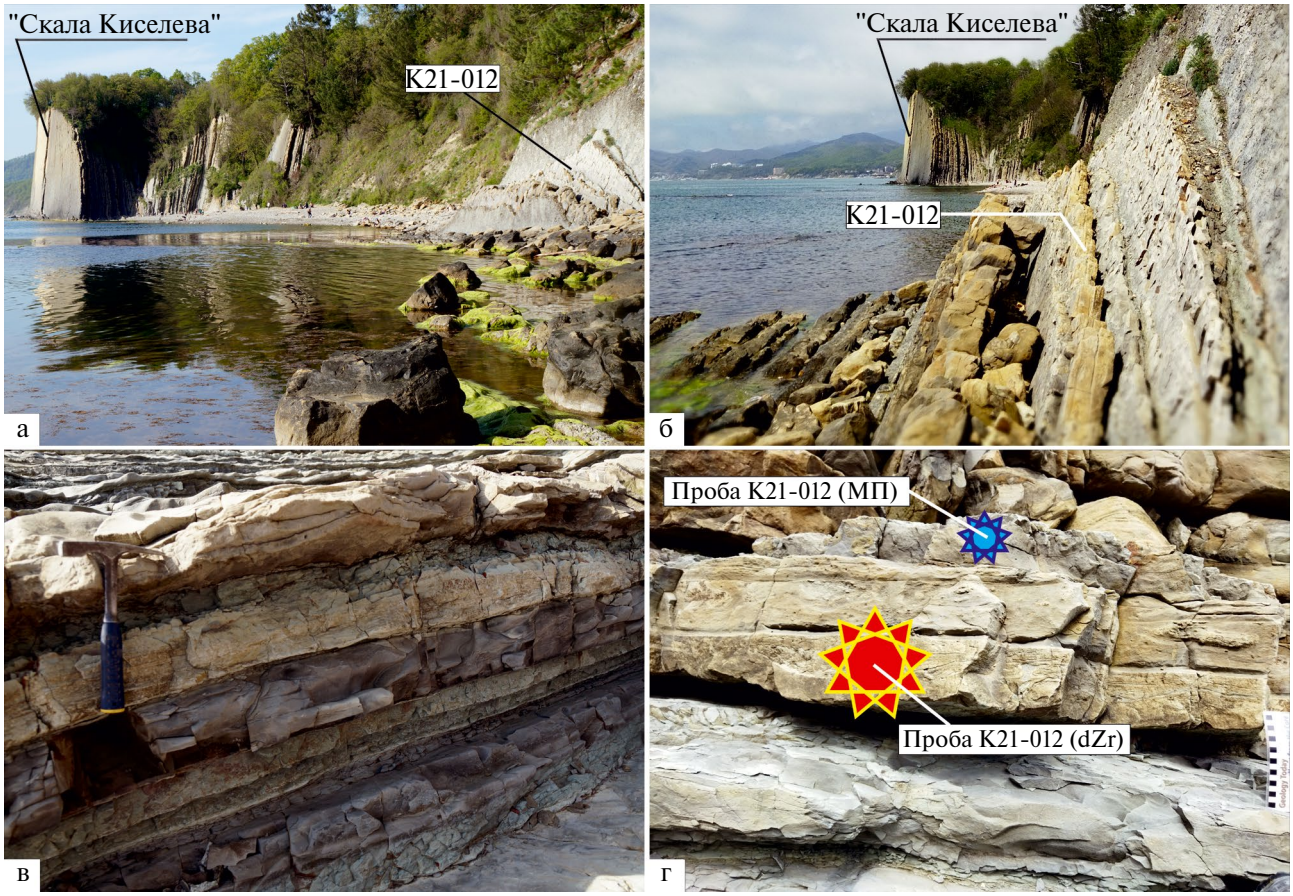


Рис. 3. Общий вид и детали скальных обнажений новороссийско-анапского флиша, расположенных непосредственно к югу от “Скалы Киселева”
а – “Скала Киселева” (дальний план) и скалы, ограничивающие пляж, расположенный к югу от нее (вид со стороны южного ограничения этого пляжа);
б – “Скала Киселева” (средний план) и скальный выход новороссийско-анапского флиша (точка наблюдения K21-012, 44°06′ 36.83″ с.ш. 39°01′ 59.13″ в.д.);
в – деталь строения вертикального скального обнажения в южном обрамлении пляжа, расположенного к югу от “Скалы Киселева”, иллюстрирующая отчетливо ритмичное строение новороссийско-анапского флиша;
г – один из турбидитовых ритмов (неполный цикл Боума) в изученном в районе “Скалы Киселева” фрагменте разреза новороссийско-анапского флиша с указанием мест отбора проб для выделения зерен детритового циркона из песчаников основания турбидитового ритма – проба K21-012 (dZr), и для микропалеонтологических исследований из алевро-аргиллитов верхнего элемента того же ритма – проба K21-012 (МП).

новороссийско-анапского флиша (рис. 2) [Маринин, Расцветаев, 2008; Маринин и др., 2017].

На участке побережья Черного моря, расположенном между устьями рек Агой и Туапсе, разрез и складчатая структура новороссийско-анапского флиша представлены в серии великолепных скальных выходов. Нами изучен фрагмент разреза новороссийско-анапского флиша в скальном массиве, известном как “Скала Киселева”, и в серии соседних береговых обнажений. Новороссийско-анапский флиш здесь – это толща ритмичного чередования (рис. 3а, 3б, 3в) известковистых песчаников, алевро-песчаников, алевролитов, глинистых известняков. Мощность отдельных (элементарных) ритмов от 20–30 см (см. рис. 3в) до 1 м, реже – более. Ритмы представляют собой типичные циклы Боума с элементами от “a” или “b” до “e” [Bouma, 1962; Shanmugam, 2021], с той лишь разницей, что элемент “e” представлен не глинистой породой (не аргиллитами), а пелитоморфными глинистыми известняками. Границы полных и неполных ритмов, если в их основании залегают песчаники (элементы “a”, или “b”, или даже “c” цикла Боума), зачастую маркированы обильными ихнофоссилиями (см. рис. 3а). На поперечных поверхностях слоев этих песчанистых пород видна конволютная слоистость, облик которой

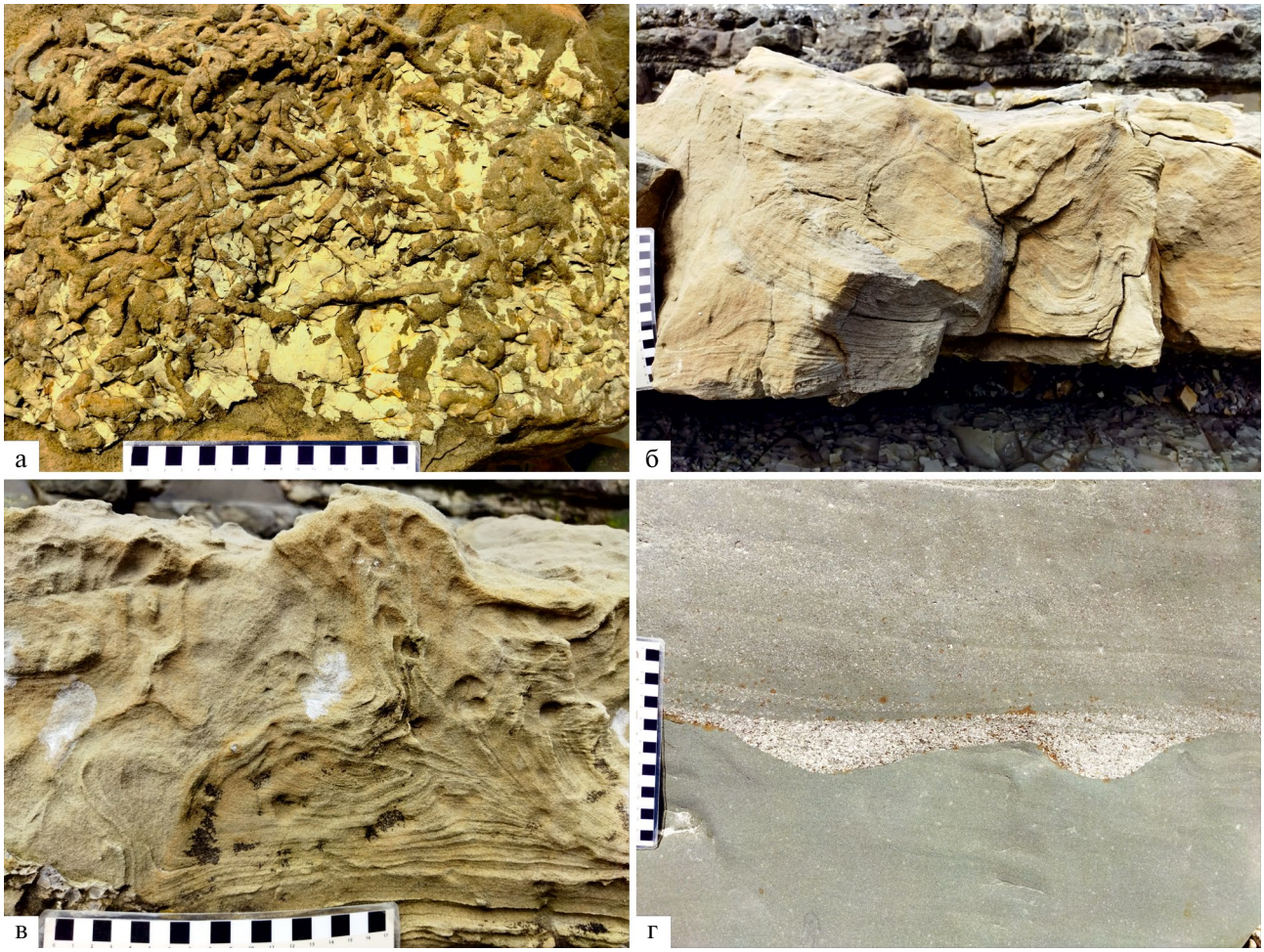


Рис. 4. Некоторые особенности внутреннего строения фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша на участке “Скала Киселева”
а – обильные ихнофоссилии (слепки следов ползания донных организмов) на подошве слоя песчаников, слагающих основание одного из турбидитовых ритмов;
б, в – конволютная слоистость в песчанистых породах одного из турбидитовых ритмов;
г – заполненные песчанистым материалов эрозионные каналы в подошве неполного ритма, представленного тонкими породами (элементы “d” и “e” цикла Боума).

обусловлен, очевидно, формированием структур обезвоживания песчаного осадка при его литификации (см. рис. 3б, 3в). В тех случаях, когда в турбидитовых ритмах отсутствуют элементы циклов Боума, сложенные песчанистыми породами (элементы “a”, “b” и “c”), и в основании ритма находятся алевритовые породы, слагающие элементы “d” и “e” цикла Боума, границы ритмов маркированы мелкими плосковыпуклыми линзами песчанистых пород, представляющих собой, по-видимому, поперечные срезы мелких эрозионных каналов боковых частей распределительной системы турбидитовых конусов – фэнов (см. рис. 3г).

Слоистость новороссийско-анапского флиша на многих участках его распространения, и в том числе в пределах участка “Скала Киселева”, имеет крутые, вертикальные и зачастую опрокинутые залегания. В большинстве случаев можно легко определить положение верха и низа (положение кровли и подошвы отдельных слоев), обнаженных фрагментов разреза с использованием следующего набора признаков: 1) наличие ярко выраженной градационной слоистости; 2) наличие ихнофоссилий (слепков следов ползания донных организмов на подошве слоев песчанистых пород (элементы “a”, “b” и “c” цикла Боума), слагающих основание отдельных турбидитовых ритмов (рис. 4а); 3) наличие проявлений конволютной слоистости в песчанистых породах (элементы “a”, “b” и “c” цикла Боума) (см. рис. 4б, 4в); 4) наличие косослоистого

внутреннего строения песчанистых пород (элементы “c” цикла Боума); 5) наличие заполненных песчанистым материалом эрозионных каналов в подошве неполных ритмов, представленных только тонкими породами, слагающими элементы “d” и “e” цикла Боума (см. рис. 4г); 6) сочетания всех или части перечисленных текстурных признаков. Понимание положения верха и низа разреза позволяет в первом приближении расшифровать сложную разрывно-складчатую структуру новороссийско-анапского флиша на участке “Скала Киселева” (см. рис. 2).

ОТБОР ПРОБ И ИХ ОПИСАНИЕ

В прибрежном скальном обнажении, расположенном в 300 м на юг от южного торца скального массива, известного как “Скала Киселева” (см. рис. 2, 3а, 3б), в точке с координатами 44°06′36.83″ с.ш. 39°01′59.13″ в.д. из известковистого песчаника основания одного из турбидитовых ритмов отобрана проба K21-012 (см. рис. 3г) начальным весом около 3 кг.

Песчаники светло-пепельно-серые массивного облика мелко-среднезернистые, на выветрелой поверхности приобретают охристый оттенок. При микроскопическом изучении песчаников установлено, что для них характерна обломочная псаммитовая структура. Размер обломков 0.05–2 мм в поперечнике, сортировка плохая или отсутствует. Обломки преимущественно остроугольные, представлены в основном кварцем, редко – полевыми шпатами и детритными чешуйками белой слюды. В заметном количестве присутствуют зерна глауконита, биокласты (фрагменты карбонатных раковин, мшанкок, кораллов, а также иглоподобные образования карбонатного и кремнистого состава) и целые раковины фораминифер, принадлежащих родам Lenticulina, Nodosaria, Globigerina (рис. 5). Обломочная часть породы (терригенные обломки, глауконит, биокласты и раковины фораминифер) в сумме составляет 50–60%, а цемент – 40–50% объема породы. Цемент известковый сплошной очень неравномерно распределенный базальный и поровый тонко-микрокристаллический, реже среднекристаллический и даже крупнокристаллический. В последнем случае цемент пойкилитовый.

Из отобранной нами пробы светло-серых известковых алевро-аргиллитов (см. рис. 3г) Е. А. Щербинина (ГИН РАН) определила численно чрезвычайно бедный комплекс карбонатного наннопланктона. Комплекс включает пять видов: *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud) Deflandre, *Cruciplacolithus primus* Perch-Nielsen, *Prinsius dimorphosus* (Perch-Nielsen) Perch-Nielsen, мелкие *Coccolithus pelagicu*s (Wallich) Schiller, а также кальцитовые диноцисты *Cervisiella operculata* (Bramlette and Martini) Streng, Hildebrand-Habel and Williams. Присутствие в этой ассоциации *P. dimorphosus* и отсутствие более молодых видов позволяет ограничить возрастной интервал вмещающих отложений нижней частью дания – зоной CNP3 по шкале Аньини с соавторами [Agnini et al., 2014] или верхней частью зоны NP2 и зоной NP3 по шкале Мартини [Martini, 1971]. Согласно GTS2020, для палеогенового периода [Speijer et al., 2020] этот диапазон соответствует абсолютному возрасту примерно 63.9–65.3 млн лет.

ПРОБОПОДГОТОВКА, ВЫДЕЛЕНИЕ ЗЕРЕН ЦИРКОНА И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Из пробы K21-012 весом около 3 кг была взята часть материала (примерно 1.5 кг), который был измельчен вручную в чугунной ступе до размерного класса 0.25 мм с использованием одноразового капронового сита. Из измельченного материала пробы в проточной водопроводной воде была отмучена взвесь пелитовой и мелкоалевритовой (менее 20–30 мкм) размерности. Затем этот материал был просушен в вытяжном шкафу и разделен на легкую и тяжелую фракции в тяжелой жидкости ГПС-В с плотностью около 2.9 г/см^3. Из тяжелой минеральной фракции (после ее отмывки от остатков тяжелой жидкости и просушивания в вытяжном шкафу) с помощью самодельного электромагнитного сепаратора в ГИН РАН были отделены магнитные минералы. Полученная таким образом фракция тяжелых немагнитных минералов содержала многочисленные зерна циркона. Концентрирование зерен циркона до уровня монофракции проведено не было; зерна для анализа с использованием бинокуляра выбраны случайным образом вручную и стандартными методическими приемами имплантированы в эпоксидную шашку.

Характеристика зерен циркона. Все имплантированные в эпоксидную шашку dZr из пробы K21-012 были изучены в ГИН РАН с помощью оптического микроскопа и выборочно – на электронном микроскопе TESCAN в режиме катодной люминесценции. Зерна dZr имеют размер от 20–30 до 150–170 мкм и в поляризованном свете обладают чрезвычайно разнообразными высокими интерференционными окрасками как по интенсивности свечения, так и по цветовой гамме и узору интерференционной окраски (рис. 6). Все зерна – это кристаллы от средне- до полностью окатанных. Форма зерен преимущественно округлая, лишь единичные зерна

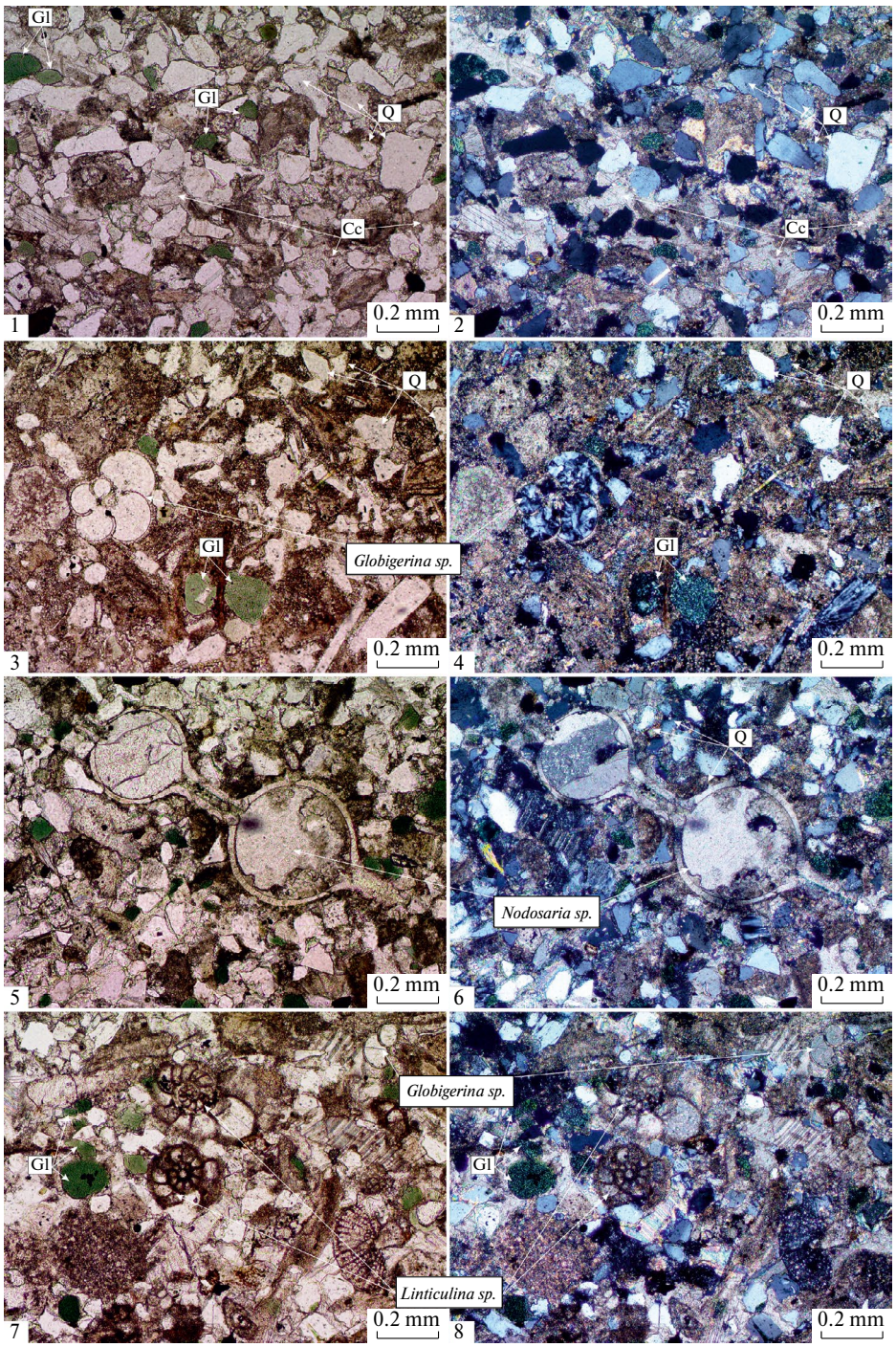


Рис. 5. Микрофотографии шлифов песчаников пробы К21–012.
Слева (1, 3, 5, 7) – микрофотографии с параллельными николями, справа (2, 4, 6, 8) – со скрещенными николями.
1, 2 – песчаник существенно кварцевый Q (с глауконитом Gl) несортированный массивного облика с базальным кальцитовым цементом Cc;
3, 4 – песчаник существенно кварцевый (с глауконитом) несортированный, массивного облика с обильным кальцитовым цементом, многочисленными иглоподобными образованиями карбонатного и кремнистого состава (биокластами), а также целой раковиной фораминифер рода Globigerina, заполненной кремнеземом (халцедоном);
5, 6 – песчаник существенно кварцевый (с глауконитом) несортированный, массивного облика с базальным кальцитовым цементом, с целой раковиной фораминиферы рода Nodosaria, заполненной кристаллическим карбонатом (кальцитом);
7, 8 – песчаник существенно кварцевый (с глауконитом) несортированный, массивного облика с весьма обильным кальцитовым цементом, биокластами и целыми раковинами фораминифер рода Lenticulina.

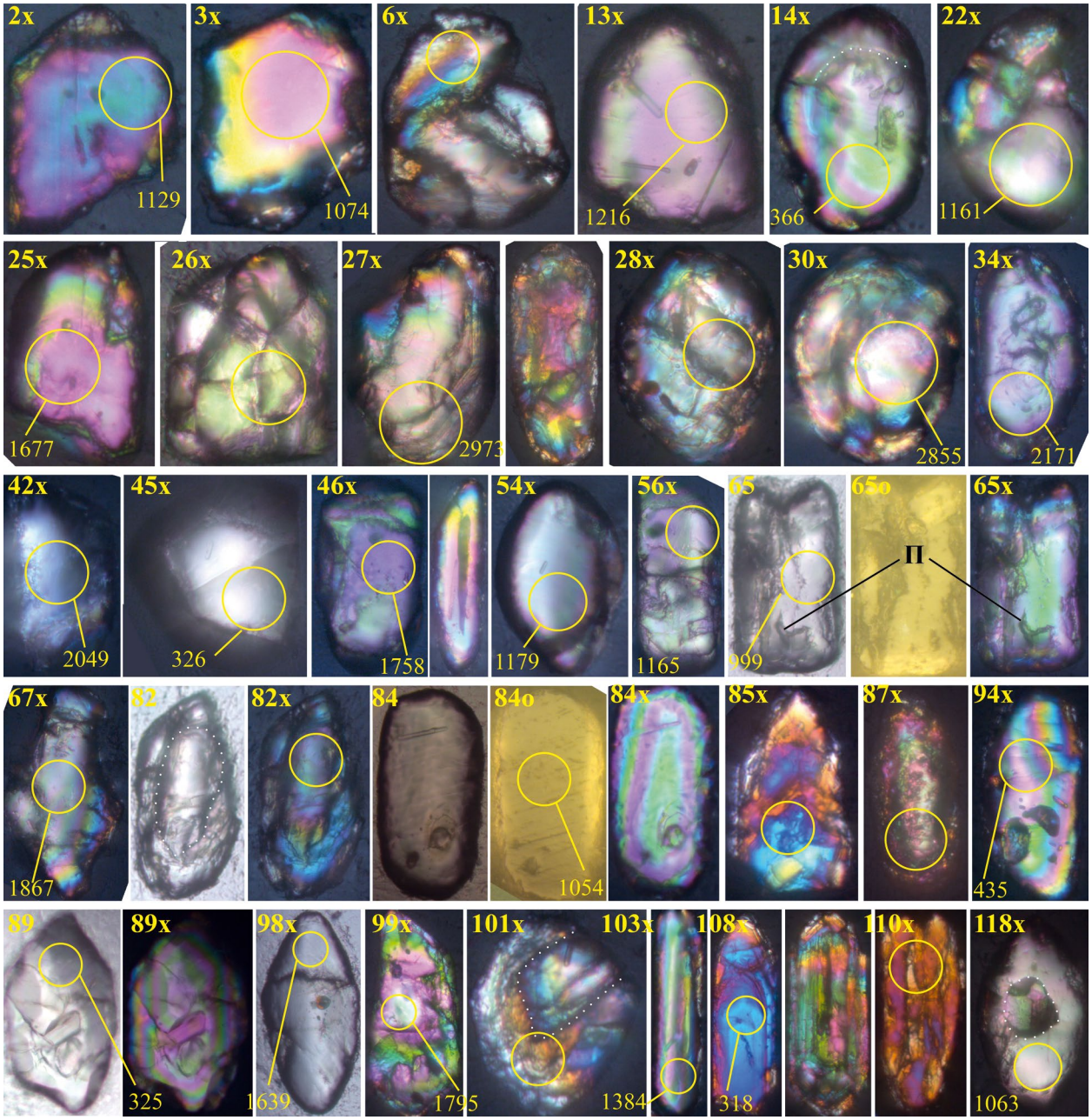


Рис. 6. Монтаж оптических изображений изученных зерен детритового циркона из песчаников датского интервала разреза новороссийско-анапского флиша (проба K21-012)

Для каждого изображения в левом верхнем углу указан номер анализа (отсутствует, если пробоотбор не проведен). Индекс “o” означает, что изображение получено в отраженном свете, без индекса – в проходящем свете при параллельных николях, индекс “x” – в проходящем свете при скрещенных николях. Для некоторых зерен показаны два или три изображения. Если был пробоотбор, то показано положение кратера лазерной абляции (кружок, диаметр 25 мк) и возраст зерна в млн лет, если была получена кондиционная датировка. Белыми точечными линиями намечены видимые ядра или границы между разнородными частями внутри зерна.

Три изображения без номеров – это примеры зерен с настолько сложной внутренней структурой, что в них не нашлось области диаметром 25 мк без очевидных нарушений или включений, и поэтому пробоотбор на U–Pb-датирование не проведен. Изображения 13, 14, 28, 34, 84, 89, 94, 98, 118 и др. – примеры зерен с разнообразными включениями. Три изображения зерна 65 в проходящем и отраженном свете демонстрируют пример пустотного пространства (П).

сохранили удлиненную игольчатую форму. Немногочисленные dZr сохранили черты, присущие правильно оформленным кристаллам. Большинство же – это или окатанные части более крупных кристаллов, или зерна, изначально имеющие очень сложное строение, вплоть до бесформенных образований. Большинство dZr содержат многочисленные включения разной природы. Иногда включения имеют игольчатую форму и наиболее вероятно представляют собой кристаллы апатита. В некоторых dZr отчетливо видны ядра, обрамленные оболочками.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПЕРВИЧНОЙ ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИЗА

U–Th–Pb-изотопное датирование зерен циркона методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ISP-MS) выполнено в Центре коллективного пользования оборудованием ГИН РАН. Для лазерного отбора микропробы использована система лазерной абляции NWR-213 (“Electro Scientific Ind.”), совмещенная с магнитосекторным ИСП масс-спектрометром высокого разрешения “Element2” (“Thermo Scientific Inc.”). Рабочие параметры аппаратуры приведены в работе [Никишин и др., 2020].

Калибровка изотопных измерений проведена по внешнему стандарту, в качестве которого использован циркон GJ-1 [Jackson et al., 2004; Elhlou et al., 2006]. Качество анализов оценено путем последовательного измерения контрольных стандартов циркона 91500 [Wiedenbeck et al., 1995, 2004; Yuan et al., 2008] и Plesovice [Sláma et al., 2008] и неизвестных образцов. Для зерен циркона GJ-1, 91500 и Plesovice в ходе измерений получены средневзвешенные конкордантные оценки возраста ($\pm 2\sigma$) 600.5 ± 1.5 ($n = 59$), 1073 ± 35 ($n = 13$) и 337.0 ± 2.1 ($n = 13$) млн лет. Эти значения в пределах ошибки измерения согласуются с аттестованными по изотопному отношению $^{206}Pb/^{238}U$ средневзвешенными значениями возраста этих стандартов, полученными методом CA-ID-TIMS: 601.9 ± 0.4 ($n = 7$), 1063.5 ± 0.4 ($n = 7$) и 337.2 ± 0.1 ($n = 10$) млн лет ($\pm 2\sigma$) [Horstwood et al., 2016].

Обработка аналитических результатов выполнена с помощью коммерческой программы GLITTER [Griffin et al., 2008] и программы Isoplot/Ex [Ludwig, 2012]. Теоретические основы коррекции на обычный свинец и формулы, по которым проводится коррекция, приведены в работе [Andersen, 2002]. Для коррекции использована программа ComPbCorr, составленная T. Andersen [Andersen, 2008]. Нарушенность изотопной U–Th–Pb-системы зерна циркона оценена с учетом измеренного содержания изотопов свинца ^{206}Pb, ^{207}Pb и ^{208}Pb в цирконе и известных изотопных соотношений между изотопами свинца, которые в программе приняты как $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.7$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.628$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.63$.

Для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (*КПВ*) использованы анализы (кондиционные датировки), удовлетворяющие трем условиям: 1) $-10\% < D1$ и $D2 < 10\%$; 2) аналитическая ошибка измерений обеспечивает точность оценки возраста < 50 млн лет и 3) поправка на общий свинец меняет возраст < 50 млн лет.

Использованная нами для обработки первичных аналитических данных компьютерная программа “GLITTER” дает возможность в ходе каждого единичного изотопного анализа видеть развертку по времени (мы называем ее – аналитический сигнал) количества поступающих на регистраторы ионов ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th и ^{238}U по мере проникновения луча лазера внутрь исследуемого зерна циркона и испарения вещества из все более и более глубинных частей этого зерна. Разные части аналитического сигнала соответствуют разным частям зерна циркона. Программное обеспечение “GLITTER” дает возможность исследователю “вырезать” из полученного аналитического сигнала любую его часть и таким образом получать изотопные датировки, соответствующие разным частям зерна. Начальные части аналитического сигнала соответствуют части зерна циркона, расположенной сразу под его приполированной в эпоксидной шашке поверхностью, а средние и конечные части – более глубинным, удаленным от полированной поверхности частям этого зерна. Если зерно циркона в аналитическом препарате приполировано примерно до середины, то начальные части аналитического сигнала чаще всего соответствуют ядру, а конечные – оболочке зерна циркона.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В пробе K21-012 изучение U–Th–Pb-изотопной системы выполнено для 130 зерен dZr. Результаты анализов приведены в табл. 1. Во многих проанализированных dZr возраст определен по части аналитического сигнала, соответствующей скорее всего либо ядру

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb-изотопного (LA-ICP-MS) датирования зерен детритового циркона из датских песчаников мел-палеоценового новороссийско-анапского флиша, широко развитого в Сочинском синклинории, расположенном на южном склоне Западного сегмента Большого Кавказа (проба K21-012)

№ п/п	Номер анализа в пробе	U, г/т	Th, г/т	Измеренные отношения (с коррекцией на обычный свинец)						Возраст, млн лет						D1, %	D2, %
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ	$^{206}P/^{238}U$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ		
1	a001-core	162.2	88.6	0.0948	0.00159	2.0435	0.01844	0.1563	0.00226	1 525	18	1 130	6	936	13	20.7	62.9
2	a002	232.0	204.6	0.0773	0.00105	1.9886	0.02578	0.1866	0.00185	1 129	**16**	1 112	9	1 103	10	0.8	2.4
3	a003	114.8	70.4	0.0752	0.00118	1.8435	0.02772	0.1778	0.00183	1 074	**18**	1 061	10	1 055	10	0.6	1.8
4	a004	146.2	100.7	0.0774	0.00111	2.0578	0.02834	0.1929	0.00194	1 131	**17**	1 135	9	1 137	10	−0.2	−0.5
5	a005	124.2	74.5	0.1128	0.00162	4.9202	0.06769	0.3164	0.00324	1 845	**15**	1 806	12	1 772	16	1.9	4.1
6	a006	175.0	156.3	0.1307	0.00215	3.5500	0.02698	0.1970	0.00299	2 108	17	1 538	6	1 159	16	32.7	81.9
7	a007	279.9	374.9	0.1353	0.00198	4.2220	0.05929	0.2263	0.00234	2 168	14	1 678	12	1 315	12	27.6	64.9
8	a008	139.3	75.2	0.0754	0.0011	1.9244	0.027	0.1851	0.00187	1 080	**17**	1 090	9	1 095	10	−0.5	−1.4
9	a009	24.4	18.4	0.0932	0.00162	3.3434	0.05616	0.2603	0.00282	1 492	**19**	1 491	13	1 491	14	0.0	0.1
10	a010	770.8	1026.2	0.2405	0.00448	4.3274	0.03004	0.1305	0.0023	3 123	17	1 699	6	791	13	114.8	294.8
11	a011-core	84.7	38.7	0.1110	0.00152	5.0176	0.06604	0.3277	0.00332	1 817	**14**	1 822	11	1 827	16	−0.3	−0.5
12	a012-core	18.2	8.8	0.0934	0.00206	3.3595	0.07166	0.2610	0.00316	1 495	**24**	1 495	17	1 495	16	0.0	0.0
13	a013-core	43.8	34.2	0.0808	0.00151	2.2718	0.04107	0.2040	0.00224	1 216	**21**	1 204	13	1 197	12	0.6	1.6
14	a014	426.5	8.8	0.0539	0.00082	0.4347	0.00638	0.0585	0.00059	369	20	367	5	**366**	**4**	0.3	0.8
15	a015-core	189.1	102.1	0.0899	0.00132	2.3097	0.0327	0.1865	0.00191	1 422	16	1 215	10	1 102	10	10.3	29.0
16	a016	106.7	175.0	0.2933	0.0053	12.2506	0.11199	0.3029	0.00499	3 435	16	2 624	9	1 706	25	53.8	101.3
17	a018-core	92.2	106.2	0.0707	0.00186	1.4615	0.03716	0.1500	0.00186	947	31	915	15	**901**	**10**	1.6	5.1
18	a019-core	863.3	833.6	0.0544	0.00089	0.3843	0.00609	0.0512	0.00053	388	21	330	4	**322**	**3**	2.5	20.5
19	a020	45.9	107.1	0.1900	0.00269	13.8571	0.19029	0.5289	0.00545	2 742	**14**	2 740	13	2 737	23	0.1	0.2
20	a021	95.6	90.3	0.0956	0.0013	3.5438	0.0464	0.2689	0.00272	1 540	**15**	1 537	10	1 535	14	0.1	0.3
21	a022-center	126.0	182.8	0.0785	0.0012	2.1522	0.03167	0.1988	0.00205	1 161	**17**	1 166	10	1 169	11	−0.3	−0.7
22	a023	297.4	280.5	0.1066	0.00136	4.5241	0.05547	0.3080	0.00305	**1741**	**14**	1 735	10	1 731	15	0.2	0.6
23	a024	76.5	263.2	0.0877	0.00133	2.8357	0.04131	0.2346	0.00242	**1375**	**17**	1 365	11	1 359	13	0.4	1.2
24	a025	115.7	169.3	0.1029	0.0015	4.1347	0.05797	0.2915	0.003	**1677**	**15**	1 661	11	1 649	15	0.7	1.7
25	a026	312.9	139.5	0.1596	0.00268	3.1379	0.02461	0.1426	0.0022	2 451	16	1 442	6	859	12	67.9	185.3
26	a027	136.9	112.5	0.2189	0.00296	17.5131	0.22732	0.5802	0.00585	**2973**	**12**	2 963	12	2 950	24	0.4	0.8
27	a028-rim	237.3	15.0	0.0920	0.00268	1.8014	0.01732	0.1420	0.00401	1 467	32	1 046	6	856	23	22.2	71.4
28	a029	185.8	196.8	0.1083	0.00155	4.6741	0.06419	0.3130	0.00315	**1772**	**15**	1 763	11	1 755	15	0.5	1.0

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Номер анализа в пробе	U, г/т	Th, г/т	Измеренные отношения (с коррекцией на обычный свинец)						Возраст, млн лет						D1, %	D2, %
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ	$^{206}P/^{238}U$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ		
29	a030	151.2	198.8	0.2035	0.00291	15.5082	0.21311	0.5527	0.00559	**2855**	**13**	2847	13	2837	23	0.4	0.6
30	a031-center	186.8	314.5	0.1015	0.0015	4.0913	0.0585	0.2924	0.00301	**1652**	**16**	1653	12	1654	15	−0.1	−0.1
31	a032	244.9	377.7	0.1020	0.00155	3.9404	0.05804	0.2801	0.00291	**1661**	**16**	1622	12	1592	15	1.9	4.3
32	a033	146.5	214.0	0.1048	0.00158	4.3923	0.06421	0.3040	0.00314	**1711**	**16**	1711	12	1711	16	0.0	0.0
33	a034	129.3	182.4	0.1356	0.00203	7.4450	0.10816	0.3984	0.00412	**2171**	**15**	2166	13	2162	19	0.2	0.4
34	a035	238.6	264.5	0.2308	0.00493	10.6732	0.10054	0.3354	0.00657	3058	20	2495	9	1865	32	33.8	64.0
35	a036	69.9	66.9	0.0975	0.00211	2.3163	0.02383	0.1723	0.0034	1577	24	1217	7	1025	19	18.7	53.9
36	a037	162.7	138.8	0.0946	0.00152	3.4669	0.05375	0.2660	0.00277	**1519**	**17**	1520	12	1520	14	0.0	-0.1
37	a038	77.1	50.8	0.0626	0.00231	0.9664	0.03459	0.1120	0.0016	694	46	687	18	**684**	**9**	0.4	1.5
38	a039	129.0	92.0	0.2181	0.00507	13.2056	0.12047	0.4392	0.00954	2967	22	2694	9	2347	43	14.8	26.4
39	a040	120.0	53.3	0.0810	0.00146	2.0815	0.03639	0.1865	0.002	1220	21	1143	12	1102	11	3.7	10.7
40	a041	869.8	740.4	0.1284	0.00182	3.0042	0.02086	0.1698	0.00216	2076	14	1409	5	1011	12	39.4	105.3
41	a042	96.2	85.5	0.1264	0.0017	6.5064	0.08413	0.3733	0.00379	**2049**	**14**	2047	11	2045	18	0.1	0.2
42	a043	438.0	620.9	0.1033	0.00153	2.2906	0.01727	0.1608	0.00213	1684	15	1209	5	961	12	25.8	75.2
43	a044	26.5	42.8	0.0917	0.002	3.1214	0.06548	0.2468	0.00296	**1462**	**24**	1438	16	1422	15	1.1	2.8
44	a045	520.2	633.2	0.0524	0.00135	0.3744	0.00931	0.0518	0.0006	303	35	323	7	**326**	**4**	−0.9	−7.1
45	a046	163.8	128.5	0.1076	0.00154	4.6485	0.06377	0.3135	0.0032	**1758**	**15**	1758	11	1758	16	0.0	0.0
46	a047	745.5	671.9	0.0820	0.00111	2.4063	0.03135	0.2129	0.00212	**1245**	**15**	1244	9	1244	11	0.0	0.1
47	a048	135.0	164.2	0.1285	0.00187	6.6934	0.09341	0.3777	0.00387	**2078**	**15**	2072	12	2066	18	0.3	0.6
48	a049	847.2	1029.5	0.1857	0.00335	3.5992	0.02838	0.1405	0.00227	2705	18	1549	6	848	13	82.7	219.0
49	a050	39.1	21.7	0.1920	0.003	13.8811	0.20861	0.5244	0.00567	**2759**	**15**	2742	14	2718	24	0.9	1.5
50	a051	146.6	43.9	0.0557	0.00136	0.5303	0.01254	0.0690	0.00079	442	32	432	8	**430**	**5**	0.5	2.8
51	a052	108.7	100.4	0.0784	0.0011	2.1298	0.02911	0.1969	0.00202	**1158**	**16**	1159	9	1159	11	0.0	−0.1
52	a053	211.9	151.0	0.0793	0.00105	2.2080	0.02852	0.2019	0.00205	**1180**	**15**	1184	9	1185	11	−0.1	−0.4
53	a054	211.1	94.9	0.0793	0.00107	2.2018	0.02898	0.2015	0.00205	**1179**	**15**	1182	9	1183	11	−0.1	−0.3
54	a055	0.2	0.4	0.6562	0.12195	95.0768	18.98061	1.0509	0.20768	4638	159	4635	201	4630	653	0.1	0.2
55	a056	115.3	122.0	0.0787	0.00116	2.1969	0.03162	0.2025	0.00211	**1165**	**17**	1180	10	1189	11	−0.8	−2.0
56	a057-center	110.1	118.7	0.0979	0.00145	3.7485	0.05427	0.2777	0.00292	**1585**	**16**	1582	12	1580	15	0.1	0.3
57	a058-core	832.6	778.0	0.0534	0.00082	0.4003	0.00602	0.0544	0.00056	345	20	342	4	**341**	**3**	0.3	1.2
58	a059	162.3	145.4	0.0595	0.00145	0.6441	0.01523	0.0786	0.00092	584	31	505	9	488	5	3.5	19.7

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Номер анализа в пробе	U, г/т	Th, г/т	Измеренные отношения (с коррекцией на обычный свинец)						Возраст, млн лет						D1, %	D2, %
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ	$^{206}P/^{238}U$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ		
59	a060	208.6	168.4	0.1285	0.00185	6.7154	0.09453	0.3790	0.00396	**2078**	**14**	2075	12	2072	19	0.1	0.3
60	a061	94.8	206.2	0.0657	0.00111	1.1557	0.01899	0.1276	0.00136	797	20	780	9	**774**	**8**	0.8	3.0
61	a062	78.4	66.1	0.1005	0.0016	4.0460	0.06279	0.2921	0.00316	**1633**	**18**	1643	13	1652	16	−0.5	−1.2
62	a063	557.1	344.1	0.0530	0.00089	0.4028	0.00658	0.0551	0.00058	328	22	344	5	**346**	**4**	−0.6	−5.2
63	a064	272.5	298.7	0.0535	0.00135	0.4287	0.01056	0.0582	0.00068	349	33	362	8	**364**	**4**	−0.5	−4.1
64	a065-core	67.6	95.5	0.0723	0.00143	1.6708	0.03225	0.1676	0.00189	995	23	997	12	**999**	**10**	−0.2	−0.4
65	a066	47.6	42.8	0.0824	0.00147	2.4279	0.04224	0.2138	0.00236	**1254**	**20**	1251	13	1249	13	0.2	0.4
66	a067	52.6	0.3	0.1142	0.00186	5.2809	0.08433	0.3356	0.00366	**1867**	**17**	1866	14	1865	18	0.1	0.1
67	a068	151.5	157.1	0.0948	0.00147	3.4950	0.05319	0.2673	0.00283	**1525**	**17**	1526	12	1527	14	−0.1	−0.1
68	a069-rim	75.2	116.8	0.0981	0.00202	3.5719	0.07153	0.2640	0.00313	**1589**	**22**	1543	16	1510	16	2.2	5.2
69	a070	159.8	165.1	0.1266	0.00204	6.4095	0.10143	0.3674	0.00395	**2051**	**17**	2034	14	2017	19	0.8	1.7
70	a071	53.4	38.5	0.0788	0.00122	2.1528	0.03247	0.1982	0.00211	**1167**	**18**	1166	10	1165	11	0.1	0.2
71	a072	238.8	385.8	0.1281	0.00182	5.7979	0.08062	0.3282	0.00353	2072	14	1946	12	1830	17	6.3	13.2
72	a073-core	101.3	101.6	0.2137	0.00309	14.8842	0.11417	0.5051	0.00637	2934	14	2808	7	2635	27	6.6	11.3
73	a074	417.6	443.1	0.0534	0.00109	0.4057	0.00808	0.0552	0.00061	344	26	346	6	**346**	**4**	0.0	−0.6
74	a075-rim	171.7	9.6	0.0601	0.00234	0.7521	0.02836	0.0908	0.00133	606	48	569	16	**560**	**8**	1.6	8.2
75	a076	81.1	105.7	0.1009	0.00158	4.0368	0.0617	0.2901	0.00315	**1641**	**17**	1642	12	1642	16	0.0	−0.1
76	a077	60.7	84.0	0.1191	0.00189	5.7722	0.08914	0.3514	0.00387	**1943**	**16**	1942	13	1941	18	0.1	0.1
77	a078	271.3	173.7	0.1117	0.00165	3.5493	0.05095	0.2305	0.00244	1827	15	1538	11	1337	13	15.0	36.6
78	a079	97.5	94.5	0.0710	0.00114	1.5653	0.02437	0.1600	0.00169	956	19	957	10	**957**	**9**	0.0	−0.1
79	a080	456.7	758.9	0.0703	0.00104	1.5210	0.02183	0.1569	0.00162	938	18	939	9	**939**	**9**	0.0	−0.1
80	a081-rim	207.1	143.5	0.0779	0.00126	2.0879	0.03278	0.1944	0.00208	**1144**	**18**	1145	11	1145	11	0.0	−0.1
81	a081-cor	261.7	153.4	0.0793	0.00129	1.9868	0.03133	0.1818	0.00194	**1178**	**18**	1111	11	1077	11	3.2	9.4
82	a082	340.9	297.3	0.8268	0.01425	9.8256	0.0735	0.0862	0.00134	4969	14	2419	7	533	8	353.8	832.3
83	a083	46.3	39.8	0.0827	0.00147	2.2917	0.03943	0.2010	0.00221	**1262**	**21**	1210	12	1181	12	2.5	6.9
84	a084-core	133.1	120.6	0.0745	0.00137	1.8039	0.03222	0.1757	0.00194	**1054**	**21**	1047	12	1044	11	0.3	1.0
85	a085	310.8	456.1	0.1114	0.00167	2.6267	0.03813	0.1710	0.0018	1823	16	1308	11	1018	10	28.5	79.1
86	a086	36.6	51.3	0.1881	0.00292	13.6207	0.20623	0.5252	0.00586	**2726**	**15**	2724	14	2721	25	0.1	0.2
87	a087-core	42.5	9.9	0.8035	0.01167	199.1671	2.96973	1.7980	0.02198	4928	12	5381	15	6633	51	−18.9	−25.7
88	a088	196.1	163.4	0.1411	0.00281	5.1118	0.04692	0.2628	0.00474	**2240**	**20**	1838	8	1504	24	22.2	48.9

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Номер анализа в пробе	U, г/т	Th, г/т	Измеренные отношения (с коррекцией на обычный свинец)						Возраст, млн лет						D1, %	D2, %
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ	$^{206}P/^{238}U$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ		
89	a089	656.9	500.0	0.0530	0.00092	0.3774	0.00634	0.0517	0.00054	328	22	325	5	**325**	**3**	0.0	0.9
90	a090	172.9	196.1	0.1039	0.0016	4.2929	0.06412	0.2998	0.00314	**1694**	**17**	1692	12	1691	16	0.1	0.2
91	a091	3.3	0.3	0.1381	0.01015	3.8314	0.2672	0.2012	0.0066	2204	75	1599	56	1182	35	35.3	86.5
92	a092	115.4	90.7	0.0789	0.00125	2.1729	0.03344	0.1997	0.00212	**1170**	**18**	1172	11	1174	11	−0.2	−0.3
93	a093-core	336.2	266.4	0.0894	0.00128	2.9100	0.0406	0.2360	0.00245	1413	**16**	1384	11	1366	13	1.3	3.4
94	a094-core	360.6	250.3	0.0552	0.00103	0.5315	0.00969	0.0699	0.00075	420	24	433	6	**435**	**5**	−0.5	−3.4
95	a095-rim	157.3	52.9	0.0534	0.00161	0.3720	0.01086	0.0505	0.00062	345	39	321	8	**318**	**4**	0.9	8.5
96	a096-core	61.4	74.6	0.0800	0.00191	2.0612	0.04778	0.1869	0.0023	**1197**	**27**	1136	16	1105	12	2.8	8.3
97	a097	170.7	175.5	0.0793	0.00132	2.1685	0.03501	0.1983	0.00212	**1181**	**19**	1171	11	1166	11	0.4	1.3
98	a098	157.7	108.4	0.1008	0.00155	3.9035	0.05854	0.2808	0.00297	**1639**	**16**	1614	12	1595	15	1.2	2.8
99	a099	97.6	76.6	0.1097	0.00171	4.8492	0.07365	0.3205	0.00341	**1795**	**16**	1793	13	1792	17	0.1	0.2
100	a101	1846.6	879.8	0.1494	0.0024	0.9207	0.00751	0.0447	0.00064	**2339**	**16**	663	4	282	4	135.1	729.4
101	a102	18.7	3.2	0.1308	0.00351	5.0741	0.13122	0.2813	0.00421	**2109**	**27**	1832	22	1598	21	14.6	32.0
102	a103	103.1	80.5	0.0881	0.00137	2.8999	0.04437	0.2389	0.00258	**1384**	**17**	1382	12	1381	13	0.1	0.2
103	a105	141.7	39.6	0.1276	0.00187	6.6113	0.09494	0.3758	0.00404	**2065**	**15**	2061	13	2057	19	0.2	0.4
104	a106	1.7	0.5	0.2916	0.01715	4.3899	0.2256	0.1092	0.00373	3426	54	1710	43	668	22	156.0	412.9
105	a107	300.9	87.8	0.1743	0.00331	5.0610	0.04159	0.2106	0.00364	2599	18	1830	7	1232	19	48.5	111.0
106	a108	1201.4	186.8	0.0525	0.00094	0.3656	0.00642	0.0506	0.00055	306	23	316	5	**318**	**3**	−0.6	−3.8
107	a109	256.4	245.5	0.1020	0.00156	4.1312	0.06176	0.2938	0.00313	**1661**	**17**	1660	12	1660	16	0.0	0.1
108	a110	232.7	159.9	0.0799	0.00189	1.9927	0.04576	0.1808	0.00223	1195	26	1113	16	1072	12	3.8	11.5
109	a111	211.8	366.4	0.1029	0.00188	3.2342	0.02891	0.2279	0.00383	1678	19	1465	7	1323	20	10.7	26.8
110	a112-core	316.8	132.8	0.0998	0.00223	1.8317	0.02102	0.1331	0.00266	1620	24	1057	8	806	15	31.1	101.0
111	a113	314.0	117.9	0.0570	0.00098	0.6287	0.01054	0.0800	0.00084	491	23	495	7	**496**	**5**	−0.2	−1.0
112	a114	1336.0	874.9	0.1558	0.00241	2.3059	0.03463	0.1074	0.00112	2410	15	1214	11	657	7	84.8	266.8
113	a115	89.7	58.0	0.0884	0.00158	2.9356	0.05117	0.2408	0.00264	**1391**	**20**	1391	13	1391	14	0.0	0.0
114	a116-core	318.1	610.3	0.1158	0.00249	4.4276	0.04191	0.2773	0.00549	1892	23	1718	8	1578	28	8.9	19.9
115	a117-core	188.5	66.6	0.0965	0.00182	3.4505	0.06328	0.2594	0.00291	**1557**	**21**	1516	14	1487	15	2.0	4.7
116	a118	95.8	52.1	0.0748	0.00137	1.8557	0.03326	0.1799	0.00196	**1063**	**22**	1065	12	1067	11	−0.2	−0.4
117	a119-core	264.6	141.4	0.0746	0.00153	1.8381	0.03666	0.1786	0.00202	**1059**	**24**	1059	13	1059	11	0.0	0.0
118	a120	185.7	133.4	0.1080	0.0019	4.6921	0.08088	0.3150	0.00342	**1767**	**19**	1766	14	1765	17	0.1	0.1

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Номер анализа в пробе	U, г/т	Th, г/т	Измеренные отношения (с коррекцией на обычный свинец)						Возраст, млн лет						D1, %	D2, %
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ	$^{206}P/^{238}U$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ		
119	a121	1 017.1	667.8	0.1190	0.00155	3.6143	0.046	0.2203	0.00225	1 941	13	1 553	10	1 283	12	21.0	51.3
120	a122	403.3	385.3	0.0978	0.00136	3.3825	0.04588	0.2510	0.00261	**1 582**	**15**	1 500	11	1 443	13	4.0	9.6
121	a123	133.0	147.7	0.0804	0.00125	2.2872	0.03463	0.2063	0.00219	**1 207**	**17**	1 208	11	1 209	12	−0.1	−0.2
122	a124	281.1	51.7	0.0689	0.00101	1.4131	0.02018	0.1487	0.00155	896	17	894	8	**894**	**9**	0.0	0.2
123	a125	204.5	176.8	0.0811	0.00136	2.3318	0.03826	0.2085	0.00227	**1 225**	**19**	1 222	12	1 221	12	0.1	0.3
124	a126	97.8	83.9	0.1315	0.00196	7.0267	0.10261	0.3875	0.00415	**2 118**	**15**	2 115	13	2 111	19	0.2	0.3
125	a127-rim	205.6	295.5	0.3355	0.00711	5.5284	0.05471	0.1195	0.00229	3 643	19	1 905	9	728	13	161.7	400.4
126	a128	42.7	56.8	0.1669	0.00255	11.0183	0.16549	0.4789	0.00522	**2 527**	**15**	2 525	14	2 522	23	0.1	0.2
127	a129-rim	173.6	115.0	0.0711	0.00137	1.5005	0.02824	0.1531	0.00172	961	22	931	11	**918**	**10**	1.4	4.7
128	a130	1 729.8	1 287.9	0.0647	0.00128	0.2716	0.00245	0.0305	0.00056	763	24	244	2	194	3	25.8	293.3
129	a131	255.8	261.4	0.1502	0.00348	1.4160	0.0156	0.0684	0.00142	2 348	22	896	7	426	9	110.3	451.2
130	a132	371.6	239.8	0.0927	0.00149	3.14693	0.04982	0.2463	0.00264	1 481	**18**	1 444	12	1 419	14	1.8	4.4

Примечание. Полужирным шрифтом выделены значения, принятые за возраст циркона (при возрасте < 1 млрд лет для вычисления возраста использованы отношения $^{206}Pb/^{238}U$, при возрасте ≥ 1 млрд лет – отношения $^{207}Pb/^{206}Pb$). Подчеркнуты минимальный и максимальный возрасты зерен детритового циркона в пробе. D1 и D2 – дискордантности датировок (D1 = 100% × (возраст ($^{207}Pb/^{235}U$)/возраст ($^{206}Pb/^{238}U$) – 1), (D2 = 100% × (возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$)/возраст ($^{206}Pb/^{238}U$) – 1)). В гистограммах и КПВ учитывались анализы со степенью дискордантности –10% <D1, D2 < 10% (отброшенные анализы помечены серым фоном). Суффиксы в номере анализа: core – ядро, cent – центральная часть, rim – оболочка. Для коррекции на обычный свинец использована программа ComPbCorr, составленная Andersen T. Теоретические основы коррекции и формулы, по которым проводится коррекция, приведены в работе (Andersen, 2002). Нарушение изотопной U–Th–Pb-системы зерна циркона оценивается, исходя из измеренных содержаний изотопов свинца ^{206}Pb, ^{207}Pb и ^{208}Pb в цирконе и известных изотопных соотношений между изотопами свинца, которые в программе приняты как $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.7$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.628$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.63$.

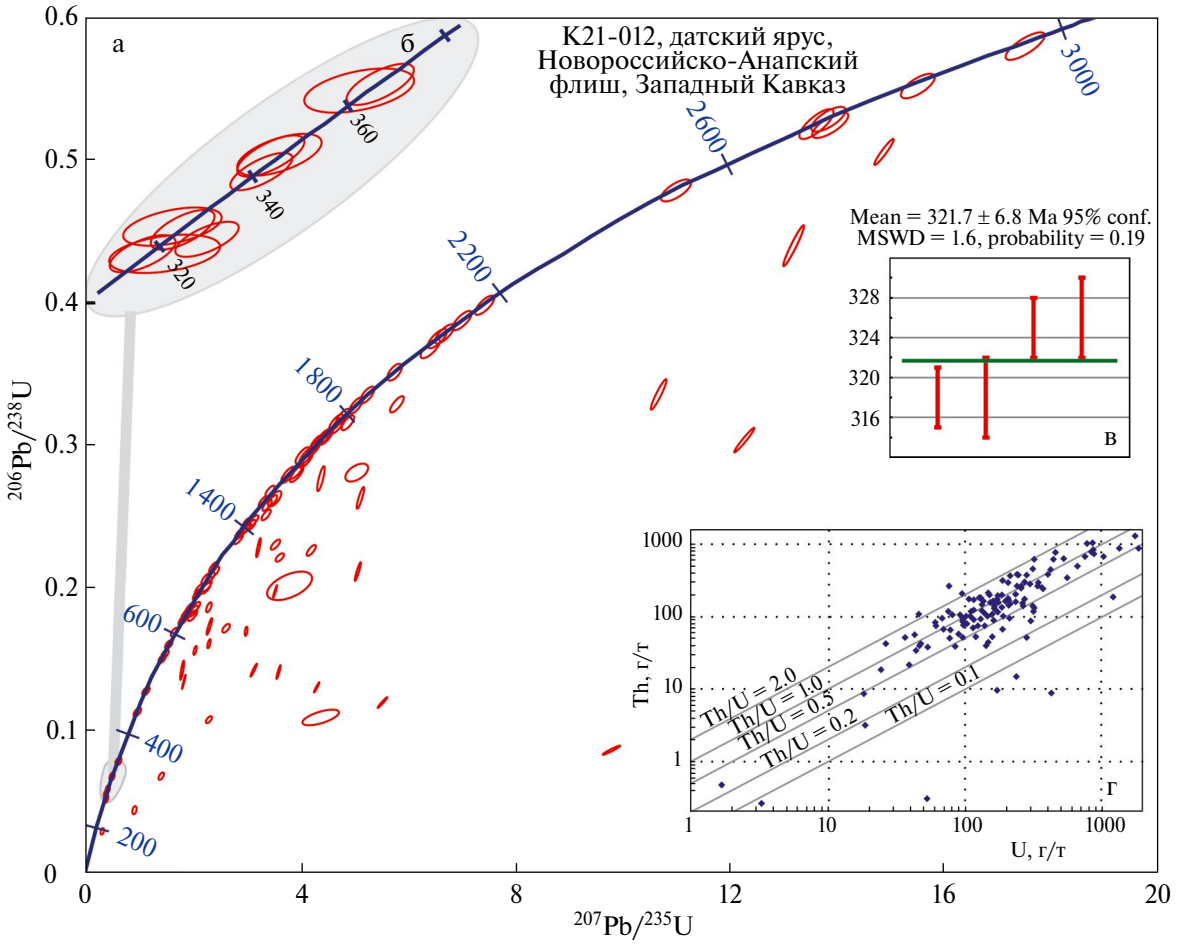


Рис. 7. Результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из пробы K21-012
а – диаграмма с конкордией. Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений для всех анализов (±1σ);
б – на сером фоне показан увеличенный фрагмент конкордии;
в – диаграмма, иллюстрирующая средневзвешенный возраст 322 ± 7 млн лет, вычисленный по четырем наиболее молодым U–Pb-датировкам;
г – диаграмма содержаний Th и U. Анализ a55 (очень низкие содержания U = 0.2 г/т и Th = 0.4 г/т) не показан.

(см. табл. 1, анализ помечен как cor), либо оболочке зерна (см. табл. 1, анализ помечен как -rim). По аналитической записи “a81” получены две оценки возраста 1 144 ± 18 (D1 = 0.0%, D2 = −0.1%) и 1 178 ± 18 (D1 = 3.2%, D2 = 9.4%), которые в пределах ошибки перекрываются. Анализы “a55” (очень низкие содержания U = 0.2 г/т и Th = 0.4 г/т и вследствие этого большая аналитическая ошибка) и “a87” показали не интерпретируемые значения.

Для возрастных оценок ~35% зерен dZr характерна сильная дискордантность (рис. 7а). Это свидетельствует о массовом термальном (метаморфическом) и/или метасоматическом воздействии (возможно, неоднократном) на проанализированные dZr, которое в разной степени нарушило их U–Th–Pb-изотопную систему, иногда очень существенно (D > 30%). В породах, из которых была отобрана проба K21-012, при их литолого-петрографическом изучении не выявлено явных следов метаморфического или метасоматического изменения. Поэтому наиболее вероятно, что “дискордантные” dZr рециклированы из пород, ранее испытавших термальное (метаморфическое) и/или метасоматическое воздействие.

В зернах dZr из песчаников изученного фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша зафиксированы содержания U от 0.2 до 1 846 г/т и Th от 0.3 до 1 287 г/т; при этом величины Th/U варьируют от 0.005 до 3.44 (см. рис. 7г).

Более чем для трети проанализированных dZr характерны высокие отношения Th/U > 1.0, для 13 зерен > 1.5 и для 4 > 2.0. Такие высокие значения часто фиксируют в цирконе из меланократовых (мафических) пород [Kaczmarek et al., 2008; Linnemann et al., 2011] и/или пород, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений [Wanless et al., 2011].

Анализы пяти dZr показали значения Th/U ниже 0.1. Такие низкие значения Th/U считают статистически свойственными метаморфогенным кристаллам циркона. Так, в работе [Skublov et al., 2012] показано, что для циркона из эклогитов часто фиксируют пониженные (< 0.1) величины Th/U, а также пониженные абсолютные содержания Th (3 г/т и ниже) и U (100 г/т и ниже), вместе с другими особенностями содержания редкоземельных элементов. При этом отметим, что пониженные (< 0.1) величины Th/U редко, но фиксируют в цирконе из магматических пород, например в очень редких ("экзотических") породных комплексах ультранизкотемпературных гранитоидов [Harrison et al., 2007].

В остальных dZr зафиксированы величины Th/U в пределах 0.1–1.0 (причем преимущественно в пределах 0.5–1.0), которые считают статистически присущими магматогенному циркону из магматических пород кремнекислого и среднего состава [Hoskin, Schaltegger, 2003; Kirkland et al., 2015; Rubatto, 2017].

Таким образом, основным первичным источником dZr в песчаниках из изученного среднедатского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша примерно для 2/3 изученных dZr были кремнекислые гранитоиды и/или их вулканические аналоги, а также интрузивы и/или их вулканические аналоги умеренной кремнекислотности. Для довольно высокой доли dZr из изученной пробы первичными источниками могли быть меланократовые (мафические) породы. Источниками единичных dZr могли быть породы редких ("экзотических") вещественных комплексов, таких как эклогиты, метаморфиты высоких температур или ультранизкотемпературные гранитоиды.

Все возрастные определения с дискордантностью |D1 & D2| > 10% исключены из рассмотрения. Оставшиеся датировки ($n = 91$) использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (рис. 8а, 8б). На КПВ проявлены пики 344 (яркий), 901, 1073, 1174 (яркий), 1391, 1531, 1655, 1770 и 2071 млн лет, поддержанные 3 и более измерениями. Максимальный полученный возраст 2973 ± 12 млн лет (a27, D1 = 0.44%, D2 = 0.78%), минимальный – 318 ± 3 млн лет (a108, D1 = −0.6%, D2 = −3.8%). Средневзвешенный возраст 4 самых молодых dZr показал значение 322 ± 7 млн лет (см. рис. 7в). Каких-либо очевидных закономерностей между U–Pb-возрастом и величинами Th/U для этих зерен из песчаников (проба K21-012) изученного датского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша не выявлено (см. рис. 8в).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящее время нам известны только две работы, в которых представлены результаты U–Pb-датирования dZr из песчаников и песков дочетвертичных толщ Западного Кавказа и Западно-Кубанского прогиба. Все данные сведены на рис. 8, провенанс-сигналам присвоены названия **Z1–Z5**.

Z1, Z2. В работе [Митюков и др., 2011] представлены гистограммы значений U–Pb (SHRIMP) возраста dZr из олигоценовых песчаников южного склона Западного Кавказа: из окрестностей селения Мамайка (Z1, мацестинская свита) и окрестностей селения Шиловка (Z2, хостинская свита).

Z3–Z5. В работе [Vincent et al., 2013] представлены результаты анализа минералогического состава кайнозойских песчаников северного Причерноморья – Таманского полуострова, Предкавказья (Индоло-Кубанский прогиб) и разных районов Западного и Центрального Кавказа. В этих результатах не выявлены признаки размыва Кавказа в раннем неогене. Для пяти из этих проб в работе также приведены сведения о U–Pb-возрастах зерен dZr, полученные с помощью SHRIMP-RG-технологии. В том числе одна проба (Z3, WC99/3, $n = 70$) характеризует песчаники, участвующие в строении олигоценового (рюпель) флишоидного разреза, обнаженного на северной окраине сел. Новая Шиловка, примерно в 7.5 км к северо-западу от аэропорта Адлер (южный слон Западного Кавказа). Вторая проба (Z4, WC139/1, $n = 70$) характеризует миоцен(?)-нижнеплиоценовые (пограничные горизонты между плиоценом и плейстоценом, т.е. между мессинием и занклием) аллювиальные пески, вскрытые в карьере Цимбал в северной части пос. Сенной, расположенного в кутовой части Таманского залива (южное погружение Западного Кавказа). Третья проба (Z5, ILN-13, $n = 68$) характеризует сублитаренитовые

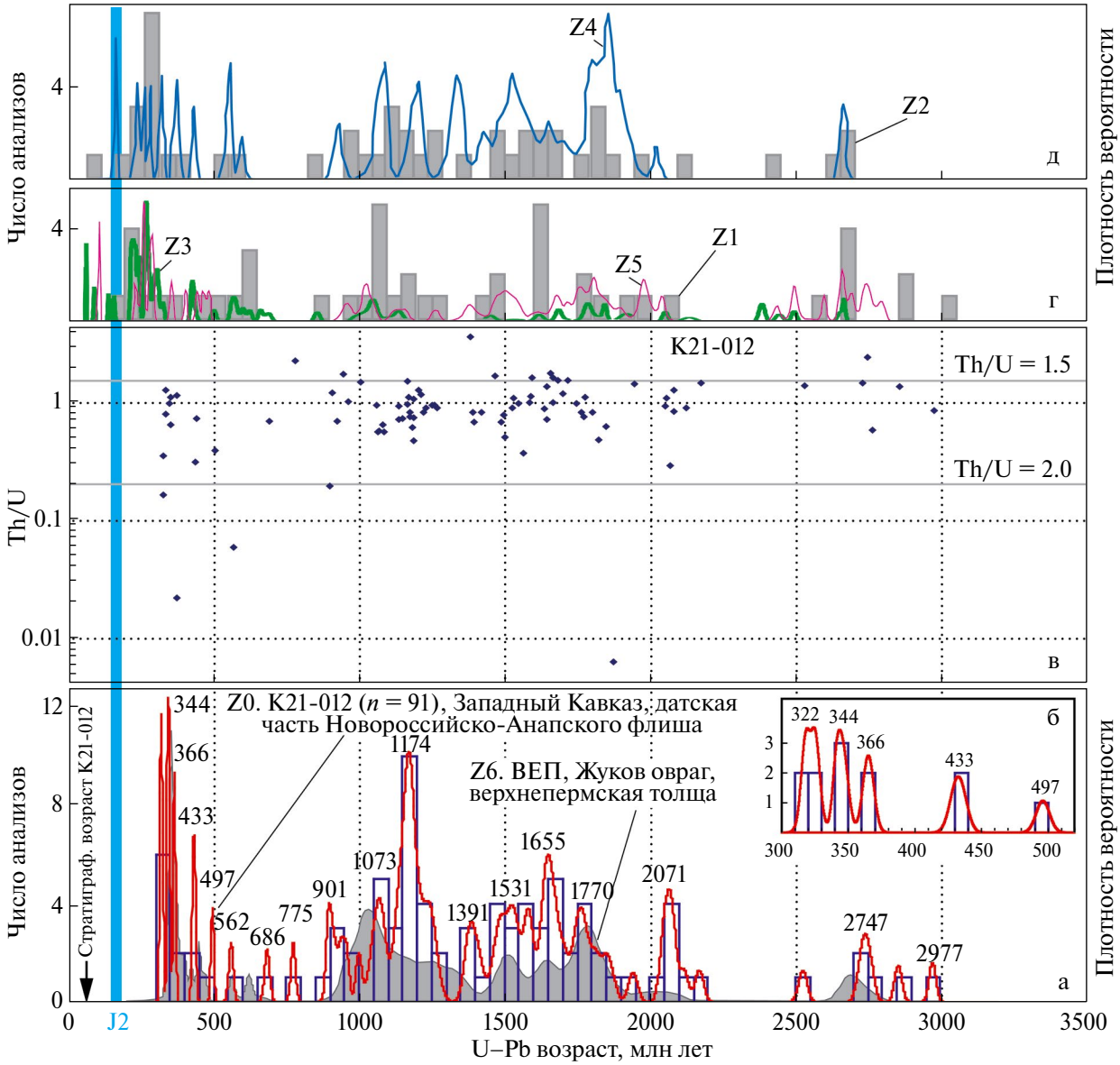


Рис. 8. Сопоставление результатов изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из песчаников пробы K21–012, отобранной из среднедатского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша, с аналогичными данными по песчаникам и пескам из дочетвертичных толщ Западного Кавказа и других регионов

а – гистограмма и кривая плотности вероятности (КПВ) возрастов dZr из пробы K21–012 (провенанс-сигнал Z0) и КПВ аналогичных данных по позднепермско-раннетриасовой толще Московской синеклизы, опорный разрез “Жуков овраг”, по работе [Чистякова и др., 2020] (провенанс-сигнал Z6); б – увеличенный фрагмент КПВ (см. рис. 8а); в – диаграмма “Th/U vs U–Pb-возраст”, проба K21–012; г, д – КПВ или гистограммы U–Pb-возрастов dZr из песчаников кайнозойских толщ Западного Кавказа и Западно-Кубанского прогиба:

Z1 (гистограмма). Песчаники олигоценовой мацестинской свиты. Большой Сочи, д. Шиловка, Западный Кавказ, южный склон. Проба Ep-1/1 (n = 50) из работы [Митюков и др., 2011];

Z2 (гистограмма). Песчаники олигоценовой хостинской свиты. Большой Сочи, п. Мамайка, Западный Кавказ, южный склон. Проба Ma-2/1 (n = 50) из работы [Митюков и др., 2011];

Z3 (КПВ). Западный Кавказ. Южный склон. Нижнеолигоценовые песчаники (нижний майкоп). WC-99/3 (n = 70) из работы [Vincent et al., 2013];

Z4 (КПВ). Песчаники пограничных уровней разреза между верхним миоценом и нижним плиоценом (киммерий), Таманский п-ов. Периклинальное погружение западного сегмента Большого Кавказа. Проба WC-139/1) (n = 70) из работы [Vincent et al., 2013];

Z5 (КПВ). Песчаники верхнеолигоцен-нижнемиоценового фрагмента средней части разреза майкопской серии. Индоло-Кубанский прогиб. Проба ILN#13_700 керна из скважины с глубины 700–706 м (n = 68) из работы [Vincent et al., 2013].

Голубая полоса J2 маркирует широко проявленный в Крыму и на Западном Кавказе среднеюрский магматизм.

песчаники средней части разреза (хатский и аквитанский ярусы) майкопской серии, вскрытые бурением (глубина 700–706 м) на правобережье р. Кубани, примерно в 25 км к северу от ст. Темижбекской.

К сожалению, означенные материалы не удовлетворяют современным требованиям и стандартам, предъявляемым к данным такого рода.

Во-первых, наборы возрастов dZr, обсуждаемые в этих работах, статистически не представительны, так как они включают в себя всего по 50 датировок в работе [Митюков и др., 2011] и всего по 70 и менее датировок в работе [Vincent et al., 2013], а с учетом селекции по степени дискордантности – и еще меньше. Это значимо ниже рекомендаций, предложенных в работах [Andersen, 2005; Vermeesch, 2004, 2012], для статистически надежных и представительных данных.

Во-вторых, представленные геохронологические данные методически несовершенны. В приведенных первичных цифровых таблицах в работе [Vincent et al., 2013] для датировок, вычисленных по изотопному отношению $^{206}Pb/^{238}U$, отсутствуют сведения об измеренных изотопных отношениях $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{207}Pb/^{206}Pb$ и полученным по ним возрастам. А это не позволяет вычислить показатель дискордантности единичных изотопных анализов и провести необходимую селекцию аналитических результатов по их качеству. Возможно, что для построения КПВ, приведенных в работе [Vincent et al., 2013], использованы, в числе прочего, и существенно дискордантные оценки возраста, которые должны быть исключены из рассмотрения.

Кроме того, нет сведений о воспроизводимости датировок цирконовых стандартов, подтверждающих стабильность работы аппаратуры в процессе измерений и надежность изотопных датировок изученных dZr, и т.п.

Все это вынуждает классифицировать эти материалы только как предварительные, требующие дальнейшего подтверждения. Ни отдельные пиковые значения на КПВ, ни тем более возрасты единичных dZr нельзя содержательно интерпретировать. Только такие обобщенные характеристики провенанс-сигнала изученных толщ, как приблизительные временны́е рамки больших групп dZr, примерные количественные соотношения между этими группами и т.п. могут быть использованы для сопоставления с аналогичными данными по другим толщам.

Сопоставление новых данных о U–Pb-возрастах dZr из песчаников датской части разреза новороссийско-анапского флиша (**Z0**, проба K21-012) с полученными ранее однотипными пилотными данными для мацестинской (**Z1**) и хостинской (**Z2**) свит, а также песчаников флишоидного разреза у с. Новая Шиловка (**Z3**) (все – южное побережье Западного Кавказа), Таманского полуострова (**Z4**) и Индоло-Кубанского прогиба (**Z5**) (см. рис. 8) показало в целом схожесть характера распределения возрастов. Во всех провенанс-сигналах представлены рассеянные архейские датировки и отсутствуют раннепалеопротерозойские. Средний и поздний палеопротерозой, мезопротерозой и ранний неопротерозой количественно представлены чуть более представительно, чем архей, но также без формирования каких-либо компактных групп dZr близкого возраста. Средний неопротерозой фактически отсутствует, а поздний неопротерозой и ранний палеозой представлены единичными зернами.

В более молодой части спектра возрастов в провенанс-сигналах Z0–Z4 и Z5 присутствуют видимые различия. В Z0 выявлена плотная группа из 6 каменноугольных возрастов, при этом зерен моложе ~320 млн лет нет. А в провенанс-сигналах Z1–Z5 выявляются группы зерен циркона с пермо-триасовыми возрастами (300–200 млн лет) и единичные более молодые. Отмечая этот факт, мы его, однако, никак не интерпретируем, поскольку не считаем данные Z1–Z5 надежными (см. комментарии ранее).

Возраст изученной толщи новороссийско-анапского флиша (Z0, проба K21-012) ограничен интервалом 63.9–65.3 млн лет, а самые молодые датировки dZr из песчаников этой толщи – около 320 млн лет. Временной зазор более 250 млн лет! В течение этого интервала в области Крымско-Кавказского бассейна происходили тектонические события, сопровождаемые магматической активностью с формированием кристаллических комплексов, содержащих циркон. В числе этих событий – широко распространенный среднеюрский магматизм Кавказа и Крыма. Для ряда магматитов Крыма и Западного/Центрального Кавказа юрский возраст надежно подтвержден современными высокоточными геохронологическими датировками.

1. Породы юрской базальт-андезит-дацитовой ассоциации Карачаевской вулканической области (Центральный Кавказ) с возрастом ~185 млн лет по результатам Ar–Ar-датирования минеральных фракций биотитов и полевых шпатов [Гурбанов и др., 2011].

2. Породы бимодальной магматической ассоциации хуламского вулкано-плутонического комплекса с возрастом 167±4.4 млн лет,

распространенного в Кабардино-Балкарии (центральная часть Северного Кавказа) по результатам U–Pb- и K–Ar-датирования [Кайгородова, 2022; Кайгородова, Лебедев, 2022].

3. Базальтовые потоки (субвулканические тела), распространенные на окраине селения Малое Псеушко (Западный Кавказ), для которых установлен U–Pb – SHRIMP-возраст акцессорного циркона 169±1.5 млн лет [Герасимов и др., 2022].

4. Тела риодацитов с возрастом около 170 млн лет, распространенные в привершинной части г. Индюк (Западный Кавказ), наши неопубликованные данные.

5) Вулканиты Карадага (восток Горного Крыма) с Ar–Ar-возрастом 172.8±4.5 млн лет [Popov et al., 2019].

6. Долериты Первомайского штока с возрастом 174.2±1.2 млн лет и габбро-долериты Джидаирской интрузии с возрастом 169.7±1.5 млн лет в окрестностях с. Трудолюбовка (Центральная часть Горного Крыма), данные U–Pb – SHRIMP-датирования [Морозова и др., 2017].

7. Плагиориолиты скалы Монах района мыса Фиолент (запад Горного Крыма) с возрастом 168.3±1.3 млн лет [Кузнецов и др., 2022].

При этом тела магматитов (3) и (4) из приведенного списка расположены в непосредственной близости (всего около 20–30 км) от места отбора пробы К21–12. Однако циркон с юрским возрастом в песчаниках из этой пробы не зафиксирован (см. рис. 8а, 8б), т.е. признаков размыва юрских магматических комплексов Крыма или Западного Кавказа и поступления их эрозионных продуктов в изученную толщу новороссийско-анапского флиша не выявлено.

Сопоставление набора возрастов dZr из пробы К21-012 с аналогичными данными (Z6) по песчаникам красноцветной верхнепермской толщи Московской синеклизы в опорном разрезе “Жуков овраг” [Чистякова и др., 2020] выявило их удивительное сходство (см. рис. 8а). Кроме того, частотные пики в возрастных наборах dZr из современных аллювиальных песков в нижних течениях Волги [Allen et al., 2006, Koltringer et al., 2022] и Дона [Koltringer et al., 2022] и из песчаников пробы К21–012, сходны. Все это однозначно указывает на то, что обломочный материал, слагающий новороссийско-анапский флиш, принесен с ВЕП.

Результаты изучения dZr дополняют результаты анализа сейсмостратиграфических данных, явно указывающих на то, что в палеоцене поступление обломочного материала в северную часть Крымско-Кавказского бассейна, которая в настоящее время изолирована как Западно-Кубанский прогиб, происходило с севера со стороны ВЕП. Результаты по dZr свидетельствуют о том, что и в более южную часть Крымско-Кавказского бассейна, который в настоящее время развивается как Туапсинский прогиб, обломочный материал поступал со стороны ВЕП, а признаков размыва комплексов Кавказа, вмещающих юрские магматиты, не зафиксировано. Основной объем материала в бассейн поставляли рециклированные пермо-триасовые и более молодые толщи ВЕП, которые в свою очередь, по нашему мнению, были сформированы преимущественно за счет накопления рециклированных продуктов разрушения кристаллических комплексов и древних осадочных толщ, вовлеченных в строение Палеоуральского позднепалеозойского орогена.

Сопоставление новых данных о U–Pb-возрастах dZr новороссийско-анапского флиша (проба К21-012) с имеющимися аналогичными данными о мезозойских и кайнозойских толщах Горного Крыма (**ГК**) показано на рис. 9.

В ГК широко распространены магматиты среднеюрского возраста (см. пп. 5–7 в приведенном списке в начале раздела). При этом в юрских грубообломочных толщах ГК (провенанс-сигнал **Z7**) dZr со среднеюрскими возрастами не выявлено. Только в одной из 4 изученных толщ (верхнедемерджийская свита, г. Южная Демерджи [Рудько и др., 2018, 2019; Kuznetsov et al., 2019] зафиксирован вклад локального источника с позднеюрским возрастом ~154 млн лет. Однако о том, что юрские магматические комплексы восточной и/или центральной части Кавказа в позднем мезозое и/или раннем кайнозое были экспонированы и размывались, а продукты их разрушения попадали в осадочные толщи восточного и центрального Предкавказья/Закавказья, указывают многочисленные dZr с юрскими возрастами в байосских песчаниках на востоке [Allen et al., 2006] и западе [Cowgill et al., 2016] Большого Кавказа. Интересно отметить, что значительное количество среднеюрских dZr надежно зафиксировано в более молодых толщах ГК – в суммарных данных по юрско-неогеновым песчаникам Южного берега Крыма [Nikishin et al., 2015a] (провенанс-сигнал **Z8**). Это может означать, что содержащие юрские магматиты толщи, экспонированные в настоящее время на Кавказе и в ГК, периодически и в заметно разное время выводились на эрозионный срез. На Западном Кавказе



Рис. 9. Сопоставление кривых плотности вероятности (*КПВ*) U–Pb-возрастов зерен детритового циркона из пробы K21–012 с аналогичными данными по Крыму в интервале возрастов < 1 млрд лет

В кружках: Z7 – интегральная *КПВ*, суммирующая результаты U–Pb-датирования зерен детритового циркона из средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ Горного Крыма (4 пробы в разных географических локациях, n = 269, по работе [Романюк и др., 2020], Z8 – интегральная *КПВ,* суммирующая данные по 9 пробам из среднеюрских-неогеновых песчаников Горного Крыма (по работе [Nikishin et al., 2015a], n = 602);
n – число анализов, использованных для построения *КПВ*. Желтые овалы маркируют три этапа магматической активности, проявленные в Скифско-Понтидском вулканическом поясе: 360–315 млн лет, 315–270 млн лет и 270–200 млн лет. Голубая полоса J2 маркирует широко проявленный в Горном Крыму, Западном и Центральном Кавказе среднеюрский магматизм. Сиреневым шрифтом дана информация о возможных первичных источниках циркона разного возраста.

и в ГК это произошло позже, чем на Центральном и Восточном Кавказе.

Важно также отметить, что отсутствующий в песчаниках из среднедатского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша (Z0) пермотриасовый циркон надежно установлен в юрских грубообломочных толщах ГК (Z7, см. рис. 9). При этом анализ возможных источников сноса для обломочных пород этих толщ показал, что существенный вклад в седиментационные потоки, питающие эти толщи, вносили продукты эрозии кристаллических комплексов Пери-Гондванских террейнов и/или океана Реик [Романюк и др., 2020; Кузнецов, Романюк, 2021].

Накопленные к настоящему времени результаты U–Pb-датирования dZr из обломочных толщ различных стратиграфических уровней и разных географических локаций ГК и Кавказа фиксируют существенные различия в источниках сноса для западных, центральных и восточных частей Крымско-Кавказского бассейна, а также смену положения источников обломочного материала в процессе эволюции этого бассейна. Однако для точного определения временны́х рубежей, на которых происходили критические смены направлений седиментационных потоков, изменения питающих провинций и т.п., сегментации Крымско-Кавказского бассейна на различных этапах эволюции ЧеБАК региона и детальных палеогеографических реконструкций для этого региона нужен гораздо бóльший объем данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлены первые результаты U–Th–Pb-изотопного датирования dZr из среднедатских песчаников мел-эоценового новороссийско-анапского флиша, широко развитого в северной и центральной частях Сочинского синклинория, расположенного на южном склоне Западного Кавказа. Проба K21-012 отобрана в прибрежном скальном обнажении на участке “Скала Киселева”, расположенном между г. Туапсе и пос. Агой. Комплекс наннопланктона из светло-серых известковых алевро-аргиллитов верхнего элемента того же самого турбидитового ритма, в песчаниках основания которого отобрана проба K21-012, надежно ограничивает возраст опробованного фрагмента разреза толщи новороссийско-анапского флиша интервалом 63.9–65.3 млн лет. Изучение U–Th–Pb-изотопной системы выполнено для 130 зерен dZr. Возрастные оценки для ~35% зерен характеризуются сильной дискордантностью, что свидетельствует о термальном и/или метасоматическом воздействии (возможно, неоднократном) на проанализированные зерна циркона. Для построения гистограммы и кривой плотности вероятности использована 91 кондиционная датировка. Максимальный возраст 2973±12 млн лет, минимальный – 318±3 млн лет; средневзвешенный возраст 4 самых молодых зерен ~322±7 млн лет. В провенанс-сигнале представлены рассеянные архейские датировки и отсутствуют раннепалеопротерозойские. Средний и поздний палеопротерозой, мезопротерозой и ранний неопротерозой количественно характеризуются чуть более представительно, чем архей, но также без формирования каких-либо компактных групп dZr близкого возраста. Средний неопротерозой фактически отсутствует, а поздний неопротерозой и ранний палеозой представлены единичными зернами. Только 6 каменноугольных датировок образуют плотную группу, которая проявлена на КПВ ярким пиком ~344 млн лет.

По содержаниям U и Th основным первичным источником циркона из песчаников среднедатского интервала новороссийско-анапского флиша наиболее вероятно были кремнекислые и умеренно кремнекислые гранитоиды и/или их вулканические аналоги. Довольно высокую долю среди первичных источников циркона могли составлять меланократовые (мафические) породы. Источниками единичных dZr могли быть редкие (“экзотические”) породные комплексы, такие как эклогиты, метаморфиты высоких температур или ультранизкотемпературные гранитоиды. Не выявлено каких-либо очевидных закономерностей или зависимостей между U–Pb-возрастом dZr из песчаников среднедатского интервала новороссийско-анапского флиша и величинами Th/U для этих зерен.

Сопоставление полученных возрастных наборов dZr из пробы K21-012 (Z0) с имеющимися аналогичными данными для палеоген-неогеновых и раннечетвертичных (ранний плейстоцен) обломочных пород других районов Западного Кавказа и Западного Предкавказья (Z1–Z5) показало в целом схожесть провенанс-сигналов в докембрийской части спектра возрастов dZr.

Временно́й зазор (разрыв) между возрастом изученного среднедатского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша (Z0) и самыми молодыми датировками dZr из песчаников этого разреза – около 250 млн лет. В этот период (от ~64 до ~322 млн лет) в Крымско-Кавказском бассейне и его обрамлении был широко проявлен юрский магматизм. Некоторые магматические тела, возраст которых подтвержден современными высокоточными геохронологическими датировками, расположены всего в 20–30 км от места отбора пробы K21-012. Однако dZr с юрским возрастом в пробе не зафиксировано, т.е. признаков размыва юрских магматических комплексов и поступления их эрозионных продуктов в изученный фрагмент новороссийско-анапского флиша не выявлено.

Сопоставление набора возрастов dZr из пробы K21-012 с аналогичными данными по песчаникам красноцветной верхнепермской толщи Московской синеклизы в опорном разрезе “Жуков овраг” (Z6) показало их удивительное сходство. Несколько ярких пиков на КПВ возрастных наборов dZr из современных аллювиальных песков дельты Волги и Дона [Allen et al., 2006; Koltringer et al., 2022], дренирующих обширные площади ВЕП, фактически повторяют пики на КПВ для пробы K21-012. Все это указывает на то, что обломочный материал, слагающий среднедатский фрагмент разреза новороссийско-анапского флиша, принесен с ВЕП.

Приведенные в статье первые результаты изучения dZr из песчаников среднедатского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша дополняют результаты анализа сейсмостратиграфических материалов о Западно-Кубанском прогибе, явно указывающих на то, что в палеоцене поступление обломочного материала в северную часть Крымско-Кавказского бассейна, которая в настоящее время изолирована как Западно-Кубанский прогиб, и далее на юг в те части Крымско-Кавказского бассейна, реликты которых сейчас слагают Сочинский синклинорий, происходило с севера. Признаков размыва комплексов

Большого Кавказа, содержащих юрские магматиты, не зафиксировано. Мы полагаем, что и в более южную часть Крымско-Кавказского бассейна, которая в настоящее время представляет собой Туапсинский прогиб, обломочный материал поступал со стороны ВЕП.

Основной объем материала в бассейн поставляли рециклированные пермо-триасовые и более молодые толщи ВЕП, которые в свою очередь, по нашему мнению, были сформированы преимущественно за счет накопления рециклированных продуктов разрушения кристаллических комплексов и древних осадочных толщ, вовлеченных в строение Палеоуральского позднепалеозойского орогена.

Накопленные к настоящему времени результаты U–Th–Pb-изотопного датирования dZr из обломочных пород различных стратиграфических уровней и географических локаций в пределах ЧеБАК региона фиксируют существенные различия в источниках сноса для западных, центральных и восточных частей Крымско-Кавказского бассейна, а также их смену в процессе эволюции бассейна. Однако для точного определения временны́х рубежей, на которых происходили критические смены седиментационных обстановок, направлений седиментационных потоков, источников сноса и т.п., сегментации Крымско-Кавказского бассейна в различные периоды и для детальных реконструкций палеогеографических обстановок нужен гораздо бóльший объем данных.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены в соответствии с планами научных исследований по проекту РНФ-23-27-00409 (руководитель Т. В. Романюк).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н., Ерофеева К.Г., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шешуков В.С., Дубенский А.С., Ляпунов С.М., Яковлева А.И., Паньков В.Н. Первые результаты U–Pb датирования зерен детритового циркона из олигоцена юго-востока Воронежской антеклизы и их значение для палеогеографии // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 14–19. DOI: 10.31857/S2686739720090042

Альмендингер О.А., Митюков А.В., Мясоедов Н.К., Никишин А.М. Современный рост складок, процессы эрозии и седиментации в глубоководной части Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3D сейсморазведки // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 1. С. 76–78.

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М: Научный мир, 2007. 172 с.

Баскакова Г.В., Васильева Н.А., Никишин А.М., Доронина М.С., Ихсанов Б.И. Выделение основных тектонических событий по данным 2D–3D сейсморазведки в Восточно-Черноморском регионе // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2022. № 4. С. 21–33.

Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю. Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. 1 / Ред. В. Л. Андрущук, А. Я. Дубинский, В. Е. Хаин. М.: Недра, 1968. 760 с.

Герасимов В.Ю., Ульянов А.А., Снежко В.А., Мозар Д., Лаврищев В.А., Газеев В.М., Гурбанов А.Г. Цирконометрия юрских базальтов Гойтхской вулканической области Западного Кавказа // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2022. № 1. С. 35–41.

Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Ю., Хесс Ю.С. Нижнеюрский островодужный базальт-андезит-дацитовый магматизм Центрального Кавказа (Карачаевская вулканическая область): петролого-геохимические и изотопные особенности, генезис // Вестник Владикавказского научного центра. 2011. Т. 11. № 2. С. 15–32.

Кайгородова Е.Н. Геологические особенности золото-сульфидного месторождения Радужное (Большой Кавказ) и условия его формирования / Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2022. 228 с.

Кайгородова Е.Н., Лебедев В.А. Возраст, петролого-геохимические характеристики и происхождение магматических пород среднеюрского хуламского вулкано-плутонического комплекса (Северный Кавказ) // Вулканология и сейсмология. 2022. № 2. С. 38–65. DOI: 10.31857/S0203030622020031

Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Горбова С.М., Зарубин В.В., Соколов В.В., Тузиков Г.Р., Черных В.И., Терещенко Л.А., Андреев В.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист K-37-XXXIV (Туапсе). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 151 с.

Корсаков С.Г., Горбова С.М., Каменев С.А., Семенуха И.Н., Черных В.И., Соколов В.В., Тузиков Г.Р., Сааков В.Г., Прокуронов П.В., Андреев В.М., Шельтинг С.К., Романова Г.Е., Гросс Е.Г., Сивуха Н.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXIV (Геленджик). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2021. 106 с.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Новикова А.С. Офиолитовая ассоциация мыса Фиолент (запад

Горного Крыма) – верхнее ограничение возраста по результатам U–Pb изотопного датирования плагиориолитов (скала Монах) // Записки Горного института. 2022. № 4. С. 3–15.

Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы северо-западного Кавказа // Проблемы тектонофизики / Ю. Л. Ребецкий, Д. Н. Осокина, А. В. Михайлова и др. // К сорокалетию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 191–224.

Маринин А.В., Ступин С.И., Копаевич Л.Ф. Строение и стратиграфическое положение Агойской олистостромы (Северо-Западный Кавказ) // Вестник МГУ. Серия. 4: Геология. 2017. № 5. С. 29–40.

Митюков А.В., Альмендингер О.А., Мясоедов Н.К., Никишин А.М., Гайдук В.В. Седиментационная модель Туапсинского прогиба (Черное море) // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 384–388.

Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U–Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // ДАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 66–72.

Никишин А.М., Ершов А.В., Никишин В.А. Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 4. С. 515–517.

Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.

Патина И.С., Попов С.В. Сейсмостратиграфия регрессивных фаз майкопского и тарханского комплексов северного шельфа Восточного Паратетиса // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 68–72.

Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С. и др. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 99–124.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В. и др. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Ч. 1. Поздний эоцен – ранний миоцен // Труды ПИН РАН. Т. 292. М.: Научный мир, 2009. 178 с.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Колесникова А.А., Московский Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 453–473. DOI: 10.5800/GT-2020-11-3-0486

Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А. Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // ДАН. 2018. Т. 483. № 3. С. 306–309. DOI: 10.31857/S086956520003254-2

Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61. DOI: 10.31857/S0016-853X2019536-61.

Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В., Ковач В.П., Адамская Е.В., Фетисова А.М. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U–Pb-датирования обломочного циркона // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28.

Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Pälike H., Backman J., Rio D. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes // Newsletters on Stratigraphy. 2014. V.47(2). P. 131–181. DOI: 10.1127/0078-0421/2014/0042

Allen M.B., Morton A.C., Fanning C.M., Ismail-Zadeh A.J., Kroonenberg S.B. Zircon age constraints on sediment provenance in the Caspian region // Journal of the Geological Society, London. 2006. V. 163. P. 647–655.

Andersen T. ComPbCorr – Software for common lead correction of U–Th–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // LA-ICP-MS in the Earth Sciences: Principles and Applications / Ed. P. J. Sylvester (Canada) // Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 2008. V. 40. P. 312–314.

Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chemical Geology. 2002. V. 192. P. 59–79.

Andersen T. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation // Chemical Geology. 2005. V. 216. P. 249–270.

Bouma A.H. Sedimentology of Some Flysch Deposits. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.

Cowgill E., Forte A.M., Niemi N. et al. Relict basin closure and crustal shortening budgets during continental collision: An example from Caucasus sediment provenance // Tectonics. 2016. V. 35. P. 2918–2947. DOI: 10.1002/2016TC004295

Elhlou S., Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reily S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 18. P. A158.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: current practices and outstanding issues / Ed. P. J. Sylvester // Mineral. Assoc. Can. Short Course. 2008. V. 40. P. 308–311.

Harrison T.M., Watson E.B., Aikman A.B. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks // Geology. 2007. V. 35(7). P. 635–638. https://doi.org/10.1130/G23505A.1

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U–(Th–)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostandards Geoanalytical Res. 2016. V. 40. № 1. P. 311–332.

Hoskin P.W., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53(1). P. 27–62. DOI: 10.2113/0530027

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.

Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D. Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 155(3). P. 295–312. DOI: 10.1007/s00410-007-0243-3

Kirkland C.L., Smithies R.H. et al. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos. 2015. V. 212–215. P. 397–414.

Koltringer C., Stevens T., Lindner M. et al. Quaternary sediment sources and loess transport pathways in the Black Sea – Caspian Sea region identified by detrital zircon U–Pb geochronology // Global and Planetary Change. 2022. V. 209. 103736. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2022.103736

Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // International Journal of Earth Sciences. 2019. V. 108. Iss.7. P. 2407–2428. DOI: 10.1007/s00531-019-01770-2

Linnemann U., Ouzegane K., Drareni A., Hofmann M., Becker S., Gärtner A., Sagawe A. Sands of West Gondwana: an archive of secular magmatism and plate interactions – a case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb-LA-ICP-MS detrital zircon ages // Lithos. 2011. V. 123(1–4). P. 188–203. DOI: 1016/j.lithos.2011.01.010

*Ludwig K.*R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Special Publications. 2012. № 5. 75 p.

Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation / Ed. A. Farinacci // Proceedings of the 2nd Planktonic Conference on Planktonic Microfossils Roma. Tecnoscienza, Roma, 1971. V. 2. P. 739–785.

Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region / Eds. M. Sosson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geological Society, London. Special Publications. 2015a. 428 p. DOI: 10.1144/SP428.1

Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O. et al. The Black Sea Basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1. Basins structure // Marine and Petroleum Geology. 2015b. V. 59. P. 638–655. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017

Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O. et al. The Black Sea Basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2. Tectonic history and paleogeography // Marine and Petroleum Geology. 2015c. V. 59. P. 656–670. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018

Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // International Geology Review. 2015. V. 57. № 5–8. P. 1051–1076. DOI: 10.1080/00206814.2015.1010609

Okay A.I., Sunal G., Sherlock S. et al. Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the southern active margin of Eurasia: Central Pontides, Turkey // Tectonics. 2013. DOI: 10.1002/tect.20077

Okay A.I., Tanzel I., Tüysüz O. Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous – Lower Eocene sedimentary record of Western Turkey // Geological Magazine. 2001. DOI: 10.1017/S0016756801005088

Palcu D.V., Patina I.S., Sandric I. et al. Late Miocene megalake regressions in Eurasia // Scientific Reports. 2021. № 11. P. 11471.

Popov D.V., Brovchenk V.D., Nekrylov N.A. et al. Removing a mask of alteration: geochemistry and age of the Karadag volcanic sequence in SE Crimea // Lithos. 2019. V. 324. P. 371–384.

Popov S.V., Rögl S., Rozanov A.Y. et al. Lithological-palaeogeographic maps of the Paratethys // Courier Forschungs – Institut Senckenberg, 2004. № 250. 73 p.

Rubatto D. Zircon: The Metamorphic Mineral // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2017. V. 83(1). P. 261–295.

Shanmugam G. The turbidite-contourite-tidalite-baroclinite-hybridite problem: orthodoxy vs. empirical evidence behind the "Bouma Sequence" // Journal of Palaeogeography. 2021. V. 10. № 9. P. 1–32. DOI: 10.1186/s42501-021-00085-1

Skublov S.G., Berezin A.V., Berezhnaya N.G. General relations in the trace-element composition of zircons from eclogites with implications for the age of eclogites in the Belomorian mobile belt // Petrology. 2012. V. 20(5). P. 427–449.

Sláma J., Košler J., Condon D.J. et al. Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Geological Magazine. 2008. V. 249. P. 1–35.

Speijer R.P., Pälike H., Hollis C.J. et al. Chapter 28 – the Paleogene Period // Geologic Time Scale. 2020. V. 2. P. 1087–1140. DOI: 10.1016/B978-0-12-824360-2.00028-0

Teipel U., Eichhorn R., Loth G., Rohrmuller J., Holl R., Kennedy A. U–Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism // International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch). 2004. V. 93. P. 782–801.

Tye A.R., Niemi N.A., Safarov R.T. et al. Sedimentary response to a collision orogeny recorded in detrital zircon provenance of Greater Caucasus foreland basin sediments // Ba-

sin Research. 2021. V. 33. Iss. 2. P. 933–967. DOI: 10.1111/BRE.12499

Vasey D.A., Cowgill E., Roeske S.M. et al. Evolution of the Greater Caucasus basement and formation of the Main Caucasus Thrust, Georgia // Tectonics. 2020. V. 6. P. 1–26. DOI: 10.1029/2019TC005828

Vermeesch P. How many grains are needed for a provenance study? // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 224. P. 351–441.

Vermeesch P. On the visualization of detrital age distributions // Chemical Geology. 2012. V. 312–313. P. 190–194.

Vincent S.J., Carter A., Lavrishev V.A. et al. The exhumation of the western Greater Caucasus: a thermochronometric study // Geological Magazine. 2011. V. 148(1). P. 1–21. DOI: 10.1017/S0016756810000257

Wanless V.D., Perfit M.R., Ridley W.I. et al. Volatile abundances and oxygen isotopes in basaltic to dacitic lavas on mid-ocean ridges: the role of assimilation at spreading centers // Chemical Geology. 2011. V. 287(1–2). P. 54–65. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2011.05.017

Wiedenbeck M., Allen P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace-element and REE analyses // Geostandards Newsletter. 1995. V. 19. P. 1–23.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H. et al. Further characterization of the 91 500 Zircon crystal // Geostandards Geoanalytical Research. 2004. V. 28. P. 9–39.

Wilhem C. (compiler) Maps of the Callovian and Tithonian Paleogeography of the Caribbean, Atlantic, and Tethyan Realms: Facies and Environments // Geological Society of America Digital Map and Chart Series. 2014a. V. 17. 3 sheets.

Wilhem C. Notes on Maps of the Callovian and Tithonian Paleogeography of the Caribbean, Atlantic, and Tethyan Realms: Facies and Environments // Geological Society of America Digital Map and Chart Series. 2014b. V. 17. 9 p. DOI: 10.1130/2014.DMCH017

Yuan H.-L., Gao S., Dai M.-N. et al. Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // Chemical Geology. 2008. V. 247. P. 100–118.

CRETACEOUS–EOCENE FLYSCH OF THE SOCHI SYNCLINORIUM (WESTERN CAUCASUS): SOURCES OF CLASTIC MATERIAL BASED ON THE RESULTS OF U–Th–Pb ISOTOPE DATING OF DETRITAL ZIRCONS

N. B. Kuznetsov[1, *], T. V. Romanyuk[2], A. V. Shatsillo[2], I. V. Latysheva[1], I. V. Fedyukin[2], A. V. Strashko[1], A. S. Novikova[1], E. A. Shcherbinina[1], A. V. Drazdova[1], E. I. Makhinya[1], A. V. Marinin[2], A. S. Dubenskiy[1, 3], K. G. Erofeeva[1, 4], V. S. Sheshukov[1]

[1] *Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane 7, bld. 1, Moscow, 119017, Russia*

[2] *Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Bolshaya Gruzinskaya, 10, bld. 1, Moscow, 123242, Russia*

[3] *Faculty of Chemistry, Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 1, bld. 3, Moscow, 119991, Russia*

[4] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017, Russia*

** e-mail: kouznikbor@mail.ru*

The first results of U–Th–Pb isotope dating of detrital zircons (dZr, $N = 130$, $n = 91$) from the Middle Danian sandstones (63.9–65.3 Ma) of the Cretaceous–Eocene Novorossiysk–Anapa flysch, widely developed in the Sochi synclinorium (Southern slope of the Western Caucasus) are presented. The maximum dZr age is 2973 ± 12 Ma, the minimum dZr age is 318 ± 3 Ma; weighted average age of the 4 youngest dZr ~ 322 ± 7 Ma. There are no signs of the destruction products of the Jurassic magmatites involved in the structure of the Greater Caucasus and the Crimean Mountains into the sedimentary basin, in which the Novorossiysk-Anapa flysch was formed. A high degree of similarity between the provenance signals of the Danian sandstones from the Novorossiysk-Anapa flysch, some Paleogene-Neogene and Early Quaternary (Early Pleistocene) sandstones of the Western Caucasus and Western Cis-Caucasia, red-colored Upper Permian and Lower Triassic sandstones of the Moscow syneclise, as well as Late Quaternary alluvium of the lower reaches of the draining vast expanses of the Russian plate Don and Volga rivers has been revealed. On this basis, it was concluded that in the Middle Danian there were no eroded mountain structures of the Greater Caucasus and Crimea, and the main volume of detrital material composing the Novorossiysk-Anapa flysch was formed due to the recycling of Permian-Triassic and younger strata of the Russian Plate.

Keywords: Sochi synclinorium, Paleocene, sandstones, zircon, U–Pb dating, sources, paleogeography